Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft,
140. Jg. (Jahresband), Wien 1998, S. 131 - 160

Geomorphologie des Höllengebirges

Franz Dollinger, Salzburg*

mit 9 Abb., 2 Karten und 1 Tab. im Text

Inhalt

1. Einleitung 131
2. Der Naturraum 132
   2.1 Der geologische Bau 132
   2.2 Klima, Böden und Vegetation 132
3. Reliefanalyse der Umgebung des Höllengebirges 134
   3.1 Die Kuppenlandschaft 134
   3.2 Der Karstformenschatz 136
   3.3 Der glaziale und glaziofluviale Formenschatz 140
4. Die Landschaftsentwicklung des Untersuchungsgebietes 147
   4.1 Die Entwicklung des Reliefs im Tertiär 147
   4.2 Die Entwicklung des Reliefs im Quartär 151
5. Zusammenfassung 156
6. Summary 156
7. Literaturverzeichnis 157

1. Einleitung

Das Höllengebirge in Oberösterreich steht seit den achtziger Jahren im unmittelbaren Forschungsinteresse des Verfassers. Im Rahmen der Dissertationsarbeiten wurde eine großmaßstäbige geomorphologische Kartierung durchgeführt, deren Ergebnisse allerdings nur auszugsweise veröffentlicht wurden (Dollinger 1985, Kartenbeilagen). Im Jahre 1986 veröffentlichte der Autor einen Aufsatz über das Spätglazial, der als wesentlichstes Ergebnis den Nachweis einer mindestens dreiphasigen spätglazialen Plateauvergletscherung erbrachte (Dollinger 1986). Nach einer kurzen Beschrei-

* Univ.-Doz. Dr. Franz Dollinger, Land Salzburg, Abteilung Raumplanung, Fachreferent Raumforschung und grenzüberschreitende Raumplanung, A-5010 Salzburg, Postfach 527; e-mail: Franz.Dollinger@land-sbg.gv.at

bung der geomorphologischen Verhältnisse vor einigen Jahren (DOLLINGER 1992), möchte der Verfasser als weiteren Baustein nach Geländearbeiten in den Jahren 1997 und 1998 eine Synthese zur Geomorphologie des Höllengebirges vorlegen.

2. Der Naturraum

2.1 Der geologische Bau

Das Untersuchungsgebiet ist nach dem Stand der geologischen Erkundung[1] aus vier tektonischen Einheiten aufgebaut: Die oberste Einheit bildet die Tirolische Decke (Stauffen-Höllengebirgsdecke), die vorwiegend aus Wettersteinkalk, untergeordnet aus Plattenkalk und Hauptdolomit, die Karstlandschaft des Höllengebirges aufbaut. Nördlich der tirolischen Überschiebungslinie öffnet sich fensterartig die hochbajuvarische Langbathscholle, die hauptsächlich aus triadischem Plattenkalk und Hauptdolomit, Jurakalken und Sandsteinen, Kalken und Mergeln der Kreide aufgebaut ist (vgl. Bl. 66 der Geologischen Karte der Republik Österreich, GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1996).

Nördlich dieser Zone der Nördlichen Kalkalpen schließt die penninische Flyschzone an, innerhalb der sich entlang des Weidenbaches und des Aurachtales bis zum Südhang des Kollmannsberges ein Helvetikumfenster öffnet, an dessen tektonischer Grenze zum Flysch gehäuft Massenbewegungen auftreten. Das Hauptgestein des Höllengebirges, der weiße bis hellgraue Wettersteinkalk und -dolomit, neigt aufgrund seiner Klüftigkeit und seines niedrigen Tongehalts zu intensiver Verkarstung. Er entstand aus Algenrasen, ist 1-5 m gebankt und ist im Hangenden zunehmend dolomitisiert und massig. Die etwa 1.000-1.200 m mächtige Wettersteinkalkplatte baut den Kalkstock des Höllengebirge fast zur Gänze auf (BRAUNSTINGL 1982, PLÖCHINGER 1980 und GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1996).

2.2 Klima, Böden und Vegetation

Das Klima im Untersuchungsgebiet ist von der Lage am Nordstaubereich der Alpen bestimmt, wobei der Niederschlagsreichtum infolge des Staus der regenbringenden Nordwestwinde verursacht wird und die sommerjahreszeitlichen Niederschläge dominieren (vgl. Tab. 1).

RUTTNER (1994, S. 25-30) hat die klimatischen Rahmenbedingungen aus botanischer Sicht zusammengefaßt und gelangt zu dem Schluß, daß die Vegetationszeit auf der Hochfläche kurz und kühl ist und es oft noch während des Sommers zu Kälteinbrüchen kommt (ebda, S. 32).

1) vgl. ANDORFER 1981, BRAUNSTINGL 1982, GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1996, JANOSCHEK 1964, PIA 1912, PLÖCHINGER 1980, PREY 1980, SCHÄFFER 1983

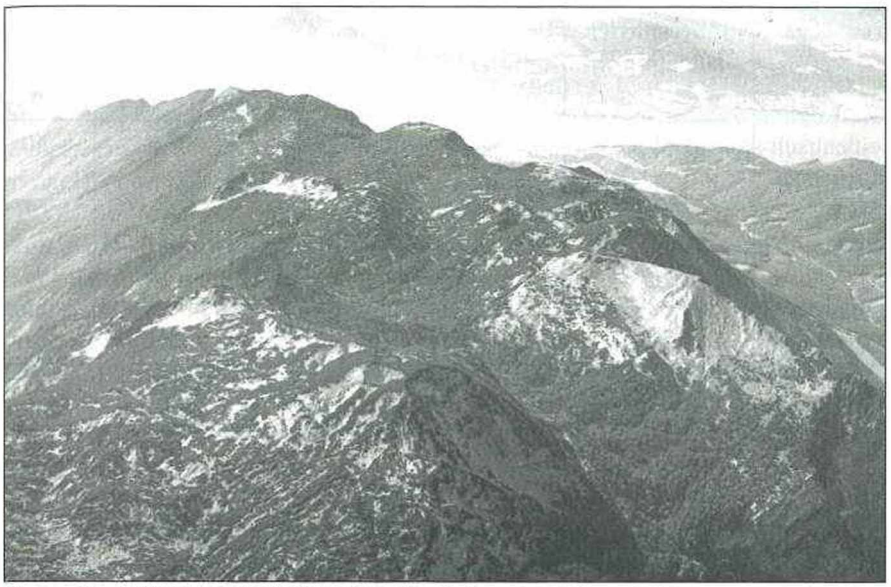


Photo: Songild TICHY, 16.09.1997 (Luftaufnahme). Blick nach Westen vom zentralen Höllengebirgsplateau zum Pfaffengraben (Bildmitte) zum Attersee im Hintergrund

Abb 1: Der Westteil des Höllengebirgsplateaus

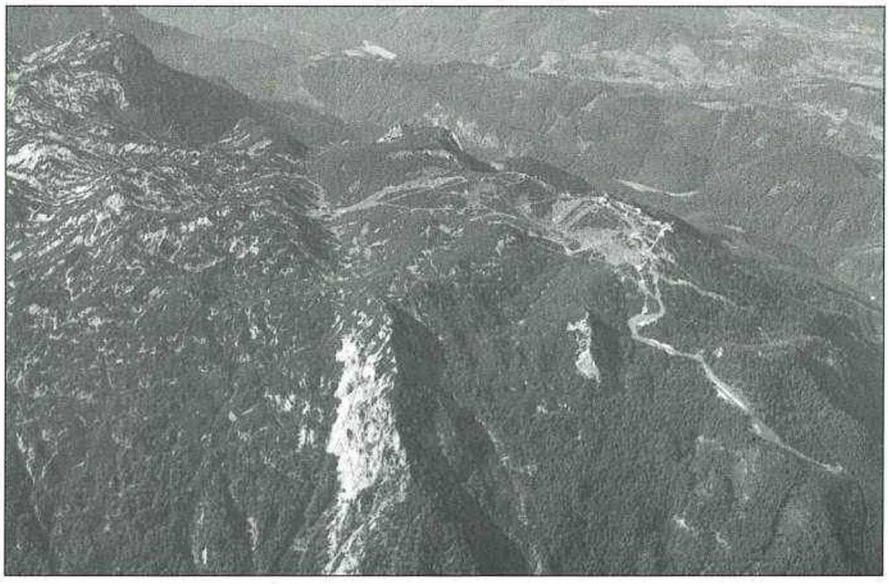


Photo: Songild TICHY, 16.09.1997 (Luftaufnahme). Blick von Südosten über das östliche Höllengebirgsplateau. Deutlich ist der Bereich des wesentlich geringer verkarsteten Plateauteils zwischen Albergeldkogel und Feuerkogelplateau zu erkennen

Abb. 2: Der Ostteil des Höllengebirgsplateaus

Ort	Jahresnieder-schlag [nm]	Jänner-Tages-mittel [°C]	Juli-Tages-mittel [°C]	Jahres-mittel [°C]	Größte Schnee-höhe(cm)
Weißenbach am Attersee	1.591 4)	-2,0 3)	16,5 3)	8,0 3)	40 4)
Vd. Lang-bathsee	1.964 4)				67 4)
Feuerkogel	1.768 1)	-3,7 1)	11,7 1)	3,5 1)	193 2)
Gmunden	1.210 4)	-1,4 3)	17,7 3)	8,3 3)	26 2)
Bad Ischl	1.704 4)	-1,8 1)	17,9 1)	8,3 1)	67 2)

1) Meßreihe 1961-1990, 2) Meßreihe 1981-1990, 3) Meßreihe 1951-74, 4) Meßreihe 1901-1990

Tab. 1: Kennzahlen zum Klima im Untersuchungsgebiet. Quelle: RUTTNER (1994), S. 25; DOLLINGER (1985), S. 42-48

Diese klimatischen Rahmenbedingungen haben im Bereich des Höllengebirges eine Vielzahl von morphodynamischen und bodenbildenden Prozessen zur Folge. Bezüglich der Bodenarten ist festzustellen, daß, neben den relikten Terra fusca-Vorkommen und den Gley- und Moorböden im Talbereich und im Bereich der Zungenbeckenseen, die Gruppen der Rendzinen und Braunerden in verschiedensten Ausprägungen die pedologischen Verhältnisse dominieren (DOLLINGER 1985, S. 49-52; RUTTNER 1994, S. 21-25).

Aufgrund der standörtlichen Rahmenbedingungen hat sich deshalb im Bereich des Höllengebirges ein überaus differenziertes Vegetationskleid entwickelt (RUTTNER 1994, Kartenbeilage), bei dem vor allem Rotbuchenwälder, Kiefernwälder (inkl. Latschengebüsche) und Fichtenwälder die Waldgesellschaften prägen, während auf dem Plateau des Höllengebirges eine Vielzahl von Rasen-, Spalten- und Schuttgesellschaften die Standorte dominieren (WERNECK 1950, S. 111-123; 146-151; 298-314).

Eine sehr große Fläche nehmen die sekundären Fichtenwälder ein, die nach RUTTNER (1994, S. 77) im allgemeinen auf Hängen zu finden sind, die ursprünglich von einem Carici-Fagetum (Buchen-Tannen-Mischwald mit vereinzelten Bergahornen, Eschen und Linden – ebda, S. 53ff) bestockt waren und deren Entstehung auf die Salzwirtschaft des Salzkammergutes zurückgeführt werden kann (DOLLINGER 1992, S. 24).

3. Reliefanalyse der Umgebung des Höllengebirges

3.1 Die Kuppenlandschaft

WICHE (1949b, S. 216) wies bereits darauf hin, daß die Formen der Altlandschaft auf dem Höllengebirge, die Kuppen und die Muldentäler, vom Schichtbau völlig unabhängig sind und deshalb fluviatilen Prozessen ihre Entstehung verdanken.

Wie aus Abbildung 1 und 2 und der Karte 2 erkennbar, ist das Plateau durch ein Netz von Torsi ehemaliger Flußtäler und Wasserscheiden geprägt, zwischen denen sich die mittelgebirgsartigen Kuppen des Plateaus erheben. LAHNER (1937, S. 81) versuchte in Anlehnung an SEEFELDNER (1933, 1934) die Verflachungen um den Feuerkogel SEEFELDNERs "Gotzenniveau" und die Verflachungen der höchsten Gipfel (Großer Höllkogel) dem "Hochkönigsniveau" zuzuordnen. WICHE (1938, S. 81f.; 1949b, S. 219) kritisierte diese Zuordnungen als spekulativ, da, ausgehend von der Einheitlichkeit der Raxlandschaft, eine Aufgliederung in verschiedene Niveaus nicht zulässig sei.[2] Diese Einheitlichkeit der Raxlandschaft wird schließlich von TOLLMANN (1986a, S. 65) widerlegt, da *"heute (...) die Frage, besonders auch durch viele geologische Neukartierungen, bei denen keine Bruchgrenzen entlang der morphologischen Flächen gefunden werden konnten, eindeutig entschieden (ist)"*, wonach sich die Idee der Piedmonttreppe im Sinne von GÖTZINGER, SÖLCH, WINKLER-HERMADEN, SEEFELDNER und SPREITZER gegenüber der tektonisch differenzierten "Raxlandschaft" LICHTENECKERs und WICHEs nunmehr endgültig durchgesetzt habe (vgl. auch RIEDL 1977, S. 133f.). Dies wird neuerdings von HEJL (1997, S. 168ff) bestätigt, der aufgrund mineralogischer Untersuchungen regional differenzierte Abtragungsraten im Bereich der Gurktaler Alpen und Schladminger Tauern feststellte, allerdings die Übertragbarkeit von Flächenkorrelationen auf größere Gebiete ebenso wie RIEDL (1977, S. 146) ablehnt.

Die morphographische Kartierung des Höllengebirgsplateaus (vgl. Karte 2) zeigt die Umprägung der Formen der Altlandschaft durch Karstprozesse. Das ausgeprägteste Tal der Altlandschaft ist der etwa 300-500 m eingetiefte Pfaffengraben (vgl. Abb. 1), der das Höllengebirgsplateau entlang der Pfaffengrabenstörung in zwei Teile gliedert. Vor allem bei Betrachtung des Luftbildes drängt sich die Vermutung auf, daß Pfaffengraben (Steinbacher- und Ebenseer-Pfaffengraben) und Langbathtal die präquartäre Entwässerung eines größeren Flusses bildeten. Nach WICHE (1938, S. 30) wurden die steilen Hänge des Pfaffengrabens in eine Verebnungsfläche eingeschnitten, deren Reste nordwestlich der Pfaffengrabenhöhe (ca. 1.620 m) und östlich des langgezogenen Kamms des Jagerköpfels bzw. südlich des Hochleckenberges (1.600 m) erhalten sind. Diese, auch durch eine kartographische Analyse feststellbaren Verflachungen prägen das gesamte Höllengebirgsplateau und befinden sich im Teil westlich des Pfaffengrabens zwischen 1.570 und 1.600 m, östlich des Pfaffengrabens zwischen Pfaffengrabenhöhe und Grünalmkogel bei 1.650 m. Eine weitere ausge-

2) Dem widerspricht SEEFELDNER (1952, S. 185) mit dem Argument, daß die "sich vielfach verzweigenden Talwurzeln in die sie übergreifenden Höhen eingreifen und diese in inselbergartige Erhebungen auflösen und daß auch in den zentralen Teilen des Gebirges entsprechende Flächenreste auftreten." SEEFELDNER verteidigt darin seine frühere Auffassung und ordnet die Flächen um 1.500-1.550 m in der Umgebung des Hochleckenhauses und 1.550-1.600 m in der Umgebung des Kranabethsattels wieder dem Gotzenniveau und die Verebnungen in +/- 1.700 m dem Tennenniveau zu. Von seiner früheren Parallelisierung der Gipfelflächen mit dem Hochkönigniveau rückt er jedoch auch in seiner eigenen Arbeit ab (ebda).
Später (SEEFELDNER 1973, S. 118) ordnet er den Großen Höllkogel, Hochhirn, Eiblgupf und Grünalmkogel der "Kuppenlandschaft" und damit wieder dem Hochkönigniveau zu.

dehnte Verflachungszone prägt das mittlere Höllengebirgsplateau in der Umgebung der Riederhütte in etwa 1.700 m Höhe.

Um die Gipfel am Nordabfall des Höllengebirges befinden sich weitere kleinere Verflachungszonen in 1.700 m (Alberfeldkogel) und in 1.800 m (Eiblgupf). Die rekonstruierten Entwässerungsrichtungen der Bäche der Altlandschaft zeigen den Verlauf einer west-ost-gerichteten Wasserscheide entlang des heutigen Höllengebirgsplateaus (Grünalmkogel, Hochhirn, Mittlerer Kesselgupf, Gamskogel, Alberfeldkogel), allerdings kann die ehemalige Entwässerungsrichtung in vielen Fällen aufgrund der intensiven karstmorphologischen Umprägung nur aus anderen Indizien erschlossen werden, wie es WICHE (1938, S.27) mit der Talbreite versuchte.

3.2 Der Karstformenschatz

Das Vorherrschen der Karstdynamik auf dem Höllengebirgsplateau in der heutigen Zeit bildete bereits die Ursache für eingehende Untersuchungen (WICHE 1938, BENISCHKE et al. 1983) über die Karstmorphologie und Hydrogeologie des Untersuchungsgebietes. Besonders Fragen der unterirdischen Entwässerung sind von Interesse, da die Verwendung von Dolinen als wilde Mülldeponien im touristisch genutzten Ostteil des Höllengebirges bereits Probleme bei der Wasserversorgung im Tal verursachte (vgl. BOROVICZÉNY 1983, S. 51).

TOLLNER (1970, S. 20) wies auf die stockwerkartige Hauptentwässerung des Höllengebirgsplateaus hin, die größtenteils nach Süden gerichtet ist, da der Wettersteinkalk des Höllengebirges südlich der Nordabbrüche, wo die Schichten saiger stehen, flach nach Süden einfällt. Eine Typisierung der Karstformen des Höllengebirges wurde bereits von WICHE (1938) versucht und wurde durch eine geomorphologische Kartierung kartenmäßig erfaßt (DOLLINGER 1985, unveröffentlichte Feldkarte).

3.2.1 Die unterirdischen Karsthöhlen

WICHE (1938, S. 47f.) widmet den Höhlen des Höllengebirges nur wenige Zeilen und kann nur in indirekter Weise über ausgedehnte Höhlensysteme berichten. Im österreichischen Höhlenverzeichnis des Verbandes der österreichischen Höhlenforscher wurden für das Höllengebirge 28 Höhlen und Schlunde ausgewiesen. Die bekannteste Höhle des Höllengebirges ist die Hochleckengroßhöhle, deren Verlauf in der Karte von STUMMER (1979) dargestellt und bei PFARR & STUMMER (1988, S. 98f.) beschrieben ist. Danach verzweigt sich die Hochleckengroßhöhle etwa 50 m nach dem Eingang in drei Teilgänge, dessen erster über den Titanengang, den Gotischen Dom und die Abzweigungshalle bis zur Endhalle (ca. 1.000 m) 65 m ansteigt, während ein zweiter schmälerer Gang etwa 500 m lang um 102 Meter ansteigt. Der dritte, absteigende Gang, führt zum Stierwascherschacht, der vom Höhleneingang weggerechnet von -149 m bis -794 m hinabreicht (ebda, S. 98). Eine wichtige Beobachtung aus der Hochleckengroßhöhle ist, daß das Bajuvarikum von der Überschiebungslinie des Tirolikums nach Süden hin nicht etwa absinkt, sondern noch ein

Stück ansteigt, so daß ein Teil der Karstentwässerung auch nach Norden gerichtet ist (SCHÄFFER & BOROVICÉNY 1983, S. 53).[3)]

Die Vermutung, daß die bisher auf dem Plateau nicht entdeckten tertiären Sedimente (Augensteinschotter) in unterirdischen Höhlensystemen aufgefunden werden können, wurde bisher nicht bestätigt.[4)]

3.2.2 Großformen des oberirdischen Karstes

Als hauptsächliche Großformen der Karstlandschaft des Höllengebirges können Dolinen, größere grubenartige Hohlformen (Karstmulden nach KREBS 1928) bzw. Schüsseldolinen oder Uvalas (nach LOUIS & FISCHER 1979, S. 392) festgestellt werden. Die von WICHE (1938, S. 41) als Uvala beschriebene Hohlform nordwestlich des Eiblgupf (vgl. Abb. 3) ist als multigenetische Karstwanne zu bezeichnen, da der mit Terra fusca bedeckte ebene Boden mit dem schon von WICHE beschriebenen Knick zum anstehenden Kalk eine Zuordnung zu den Uvalas ausschließt und die in der Hohlform feststellbare moorige Bodenformation auf unterlagernde Grundmoräne und somit auf eine wesentliche Beteiligung glazialer Formungsprozesse hinweist.[5)]

Die Entstehung der vor allem in den Sohlen der Muldentäler befindlichen Gruben läßt sich durch das Zusammenwachsen zahlreicher Dolinen erklären, wie anhand vieler Ein- und Ausbuchtungen und der Reste ehemaliger Scheidewände erkennbar ist (vgl. WICHE 1938, S. 41). Laut der Terminologie bei LOUIS & FISCHER (1979, S. 392) erscheint aufgrund dieser Genese die Bezeichnung Uvala für diese Hohlformen gerechtfertigt.[6)]

Bei den Dolinen des Höllengebirges unterscheidet WICHE (1938, S. 35-40) die typischen Dolinen (CVIJIC 1893) von den "Karrendolinen" (LEHMANN 1931), die als Weiterentwicklung sekundärer Rinnenkarren und durch das Zusammenwachsen von Kluftkarren erklärt werden. Die typische Doline weist nach WICHE (1938, S. 36) zumeist eine Trichterform auf, mit hufeisenförmigem bis elliptischen Horizontal-

---

3) Mit einer Gesamttiefe von 907 m ist die Hochlecken-Großhöhle die zwölftiefste Höhle in Österreich – vgl. die Internet-Seite "Höhlen in Österreich" des Landesvereines für Höhlenkunde in Oberösterreich, Stand: 23. Jänner 1997

4) KUFFNER (1994, S. 232-242) hat eine ausführliche Laboranalyse verschiedener Proben aus Höhlensedimenten des Toten Gebirges vorgenommen, wobei insbesondere die röntgendiffraktometrische Untersuchung zu einer zeitlichen Parallelisierung mit der Augensteinschüttung führte (ebda, S. 241). Vergleichbare Untersuchungen wurden vom Verfasser nicht durchgeführt.

5) Bei einer Profilgrabung am 30.08.1997 konnte allerdings die Grundmoräne nicht ergraben werden.

6) vgl. auch KUFFNER (1994, S. 38f.), der die größeren Hohlformen im Toten Gebirge als Uvala bezeichnet; kleinere, aus einzelnen kleineren Dolinen zusammengesetzte, Hohlformen bezeichnet er in Anlehnung an HASEKE-KNAPCZYK (1989) als "Karstmulden" und parallelisiert diese Erscheinungsform mit den "Gruben" LEHMANNs. Unter Karstwannen versteht KUFFNER (ebda, S. 39f.) Hohlformen mit einer wesentlich regelmäßigeren Form, für deren Entstehung neben Verkarstungsprozessen vor allem Gletschererosion maßgeblich verantwortlich ist.

schnitt und ist im Untersuchungsgebiet als eine Lösungserscheinung des Wettersteinkalkes anzusprechen. Ihre Größe schwankt im Bereich des Höllengebirges von 1 m bis zu 50 m, doch kommen am häufigsten Formen in der Größenordnung zwischen 5 und 10 m vor, die ähnlich den Karstgassen, an tektonische Störungen oder an im Luftbild erkennbare Lineamente gereiht sind.

Seltener können Dolinenformen beobachtet werden, deren steilwandige Abbrüche mit unregelmäßigen Öffnungen eine Zuordnung zu den Einsturzdolinen zulassen. Sie können öfters als zusätzlich eingeschachtelte Formen in den stark verkarsteten Uvalas festgestellt werden.

Die von LEHMANN (1931, S. 50) als Begriff in die Fachliteratur eingeführten "Karrendolinen" entstehen im nackten Karst durch Erweiterung von Abzugsröhren sekundärer Rinnenkarren und durch das Zusammenwachsen von Kluftkarrensystemen. WICHE (1938, S. 39) weist auf das schon bei MACHATSCHEK (1922, S. 205) beschriebene reihenmäßige Auftreten von Karrendolinen, insbesondere in der Haselwaldgasse, hin.[7] Diese sind besonders im Luftbild unschwer als an tektonische Störungen gebundene Karstgassen zu identifizieren und treten besonders im Westteil des Höllengebirges, der einer intensiveren Verkarstung unterworfen ist, gehäuft auf (vgl. Karte 2). Diese Formen bilden eine Übergangsstufe zu ausgeprägten Karstgassen, die im Höllengebirge zahlreich festgestellt werden können.

3.2.3 Kleinformen des oberirdischen Karstes

Es können im Höllengebirge zwar nicht so ausgeprägte Karrenfelder wie in der Dachsteingruppe beobachtet werden (SEEBACHER 1993, S. 55-58), doch stellen die Karren eine typische Begleitform der Großformen des Karstes im Höllengebirge dar. Rinnenkarren entwickelten sich vor allem an den glatten Flächen von Gletscherschliffen und an den freiliegenden Schichtflächen von Felsabbrüchen (vgl. Abb. 4). Als weitere Begleitform von Rinnenkarren können besonders im nackten Karst Rillenkarren beobachtet werden, welche in cm-Größe die Rippen der Rinnenkarren auflösen.[8] Auch unterhalb der Waldgrenze können Karrenformen beobachtet werden, wie an den Rundkarren entlang der alpinen Steige ersichtlich ist (vgl. Abb. 5).

---

7) vgl. MACHATSCHEK 1922, S. 205: *"(...) Somit stellt das Plateau eine stark abgetragene Landschaft, den ausgedehnten und wohl erhaltenen Rest der alten Landoberfläche mit Talbodenresten bei 1.500-1.600 m und sie etwa 250 m hoch überragenden Kuppen dar. Die zahlreichen Brüche kommen nur insofern zur Geltung, als sie der Karsterosion die Wege gewiesen haben, wie das in der Dolinenreihe der Haselwaldgasse der Fall ist."*

8) KUFFNER (1994, S. 52-58) hat zur Genese der Rillenkarren eigene Untersuchungen im Toten Gebirge vorgenommen, wobei er zum Ergebnis gelangt, daß häufige Taubildung die Rillen initiiert und weiterbildet, verstärkt durch die gleichmäßig die gesamte Oberfläche benetzenden Regenfälle. Rinnenkarren mit darin eingeschalteten Rillenkarren wurden in größerer Verbreitung im Bereich der Großen Eiblgrube festgestellt.

Häufig zu beobachten sind an tektonische Klüfte gebundene Kluftkarrensysteme (LINDNER 1930, S. 51), die meist breiter und tiefer sind als Rinnenkarren und ein schwer begehbares Gelände verursachen (vgl. Abb. 6). Diese, auf der gesamten Hochfläche des Plateaus anzutreffenden Kluftkarrensysteme sind genauso wie die von WEINGARTNER (1983, S. 45f.) im Tennengebirge beschriebenen Kluftkarren aufgrund fehlender Moränenfüllungen ins Postglazial zu stellen und werden vor allem zur Schneeschmelze durch die Aggressivität des Schneeschmelzwassers weitergebildet.

Zur zeitlichen Einordnung der Kleinformen des Karstes bestehen jedoch in der Literatur zum Teil erhebliche Differenzen. Während WICHE (1938, S. 47) und SEEBACHER (1993, S. 56) von einer postglazialen Entstehung der Kleinformen des oberflächlichen Karstes ausgehen, weisen Aussagen von ZWITTKOVITS (1969, S. 391),[9] BÖGLI 1951 (zit. nach LOUIS & FISCHER 1979, S. 386) auf eine zumindest spätglaziale Entstehung hin, da mehrfach die Ausaperung subglazialer Karrenfelder während des Gletscherrückganges der letzten Jahrzehnte beobachtet wurde.[10] Dies alleine genügt jedoch noch nicht für eine derartige Einstufung, da das 3000 Jahre dauernde Wärmeoptimum im Atlantikum die Entstehung von Karren in heute vergletscherten Bereichen bzw. erst kürzlich vom Gletscher freigegebenen Vorfeldern ermöglicht haben muß.[11] BAUER (1961, S. 223-225) berichtet von Karrenformen mit fossilen Böden in einer Höhenlage von über 2.000 m² auf dem Dachsteinplateau. Da die Intensität der Bodenbildung im Bereich des postglazialen Gletscherrückzugsgebietes eine um ca. 400 m höher liegende Waldgrenze voraussetzt, kommt nach BAUER dafür nur das postglaziale Wärmeoptimum in Frage, womit ein frühpostglaziales Alter für diese fossilen Karren anzunehmen ist. Eine Klärung dieser Frage könnte daher nur durch detaillierte Messungen unter Berücksichtigung der jeweiligen spät- und postglazialen Vegetations-, Permafrost- und Gletschergeschichte erfolgen und muß daher offengelassen werden.

Auch WICHE (1938, S. 45f.) beschreibt das seltene Auftreten von Karrenfeldern im Höllengebirge und deren Ersatz durch Karstwüsten, was aufgrund der Geländebeob-

9) ZWITTKOVITS (1969, S. 383) geht allerdings im gleichen Beitrag davon aus, daß die Karren in den Alpen fast ausnahmslos spät- bis postglazialen Alters sind.

10) SEEBACHER (1993, S. 56) bezeichnet die Rinnenkarren als postglaziale morphologische Erscheinung, da "die den Karstkleinformen zugerechneten Rinnenkarren gegen die Glazialerosion nur wenig resistent sind" und daher die würmzeitliche Vergletscherung, aber auch die holozänen Vergletscherungen nicht überdauert haben können. Die ebenfalls von SEEBACHER beschriebenen gekappten Formen auf dem Dachsteinplateau können nach seiner Meinung nur einen sehr kurzzeitigen postglazialen Vorstoß überdauert haben. Allerdings zitieren LOUIS & FISCHER (1979, S. 386) eine Beobachtung von BÖGLI (1951), der in 1.800 m Höhe im Kaiserstockgebiet südöstlich von Schwyz *"an gletschergeformten Rundhöckern aus Kalk (...) Reste großer Karren festgestellt (habe), die seiner Meinung nach älter sind als die letzte Eisbedeckung."*

11) vgl. den Kalkabtrag von 50 mm / 1.000 J. im Berner Jura (BÖGLI 1971, S. 360) bzw. die errechneten Werte von ca. 80 mm / 1.000 Jahre bei 2.000 mm Niederschlag und einem Kalkgehalt von knapp unter 100% nach der Formel von CORBEL (zit. nach BÖGLI 1971, S. 352f.).

achtungen bestätigt werden darf. Obwohl HASERODT (1965, S. 94) die Existenz von "Scherbenkarstgürteln" bezweifelt, konnten im Untersuchungsgebiet Zonen mit viel "Scherbenkarst" (ZWITTKOVITS 1966, S. 78; 1969, S. 385) bzw. "Karrenschutt" (WEINGARTNER 1983, S. 66) oder "Karren- und Frostschutt" (SEEBACHER 1993, S. 58) festgestellt werden. LOUIS & FISCHER (1979, S. 388) schlagen allerdings vor, daß man zweckmäßigerweise – auch wenn die Gesteinsscherben aus ehemaligen Karrenrippen hervorgegangen sind, die durch Frostwirkung abgesprengt wurden – einfach nur von Frostschutt sprechen sollte.[12)]

3.3 Der glaziale und glaziofluviale Formenschatz

3.3.1 Glaziale Akkumulationsformen

Als glaziale Akkumulationsformen können im Untersuchungsgebiet End- und Ufermoränen, glaziofluviale Terrassen, Sanderschüttungen und Eisrandsedimentationen festgestellt werden. Grundmoränenmaterial wird stellenweise auf dem Höllengebirgsplateau durch Verzögerung der karstdynamischen Prozesse geomorphologisch wirksam.

Endmoränen befinden sich im Aurachtal um den Aurachkarsee (Synonym: Taferlklaus-See), zwischen Taferlklause und Klammbichl und im Raum um die Großalm und die Scherrhaufenwies. Neben den bereits bei PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 235f.) und genauer bei van HUSEN (1977, S. 34f., S. 69f. u. S. 58) dokumentierten Moränenresten am Nordrand des Höllengebirges konnten auch Sedimente auf dem Höllengebirge selbst nachgewiesen werden (WICHE 1938; 1949a; DOLLINGER 1986). Van HUSEN (1977, S. 58) beschreibt auf halbem Wege orographisch links der Aurach zwei eng beisammen liegende breite Moränenwälle,[13)] die er dem Jochwand-Stand zuordnete.[14)] Etwa 200 Meter weiter westlich wurden im Sommer 1997 und 1998 im Waldstück weitere quer zur Aurach verlaufende und deutliche Wallformen entdeckt, deren Zuordnung zum Klammbichl-Stand noch unklar erscheint und noch näher überprüft werden muß.[15)]

12) SEEBACHER (1993, S. 58) bezeichnet die Karren- und Frostschuttflächen als Endstadium der Rinnenkarrenbildung, das sich nach dem Zwischenstadium der Rinnenkarrenfelder herausstellt.

13) In der Geologischen Karte (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1996) sind die orographisch linksufrigen Wälle nicht mehr eingetragen, das Baumaterial ist allgemein als Endmoräne klassifiziert. Kleine Aufschlüsse durch einen Wirtschaftsweg belegen zwar den Aufbau aus feinmaterialreichem Moränenmaterial, eine exakte Einstufung erscheint jedoch nicht möglich.

14) Der Jochwand-Stand kann mit Vorbehalt dem Steinach-Stand von HEUBERGER (1968) zugeordnet werden (vgl. dazu auch van HUSEN 1987, S. 28f., KOHL 1986, S. 426).

15) Aufgrund der dort ebenfalls abgelagerten kubikmetergroßen Felssturzblöcke und der Kürze der Wallformen ist es nicht auszuschließen, daß es sich um Bergsturzablagerung handelt.

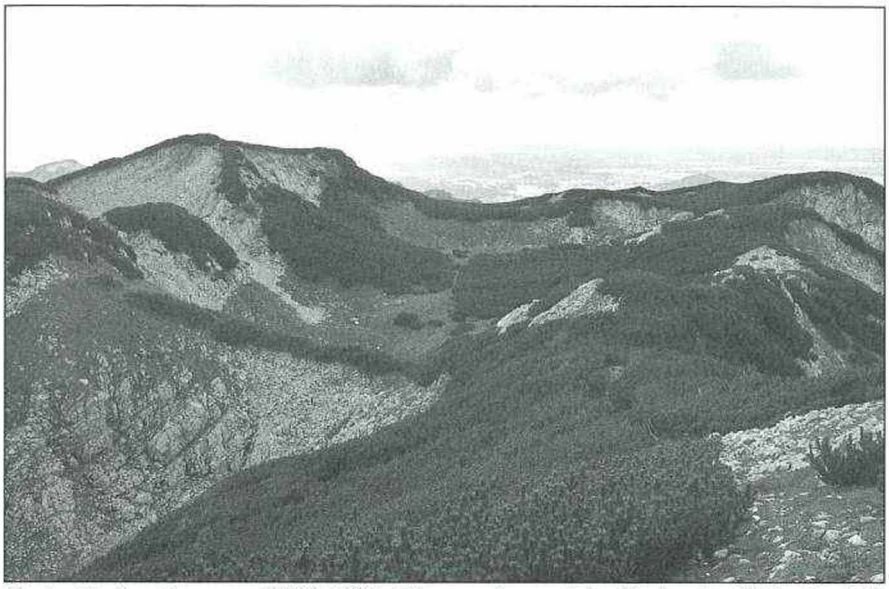


Photo: Norbert LORENZ, 30.08.1997; Die moorig, modrige Bodenoberfläche besteht aus einer schluffigen Terra fusca Decke auf Wettersteinkalk. Die vermutete Grundmoräne konnte nicht ergraben werden, ebensowenig wie an diesem Standort Augensteine oder fossile Böden gefunden werden konnten.

Abb. 3: Karsthohlform westlich des Eiblgupf

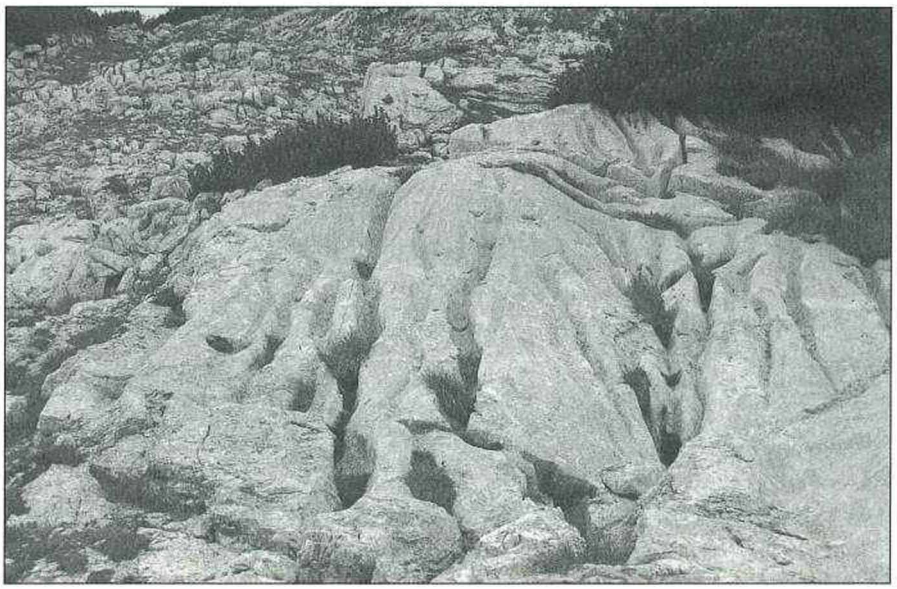


Photo: Norbert LORENZ, 30.08.1997; gem. Exkursion in das zentrale Höllengebirge

Abb. 4: Rinnenkarren im zentralen Höllengebirge (Bereich Riederhütte)

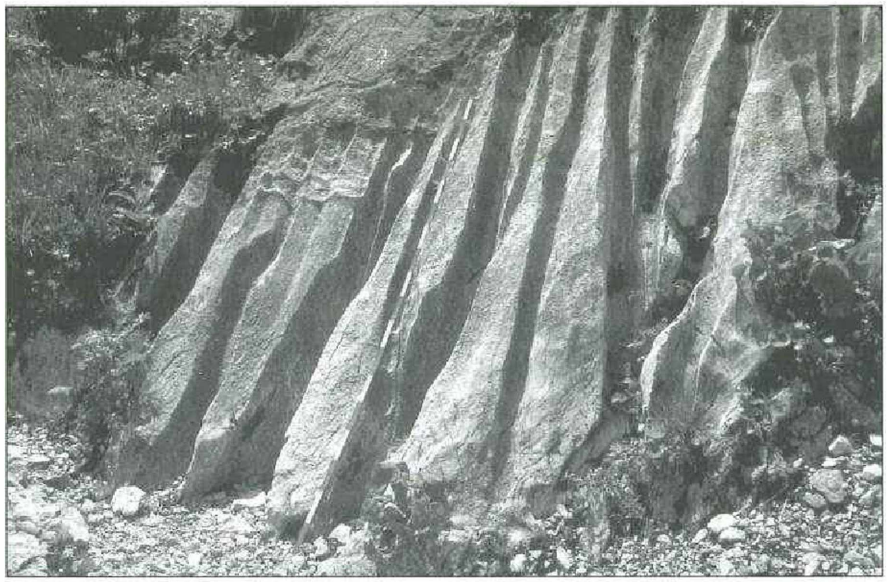


Photo: Franz DOLLINGER, 21.06.1997 in 1.240 m Seehöhe auf dem Weg durch das Aurachkar zum Hochleckenhaus

Abb. 5: Rundkarren auf dem Weg durch das Aurachkar

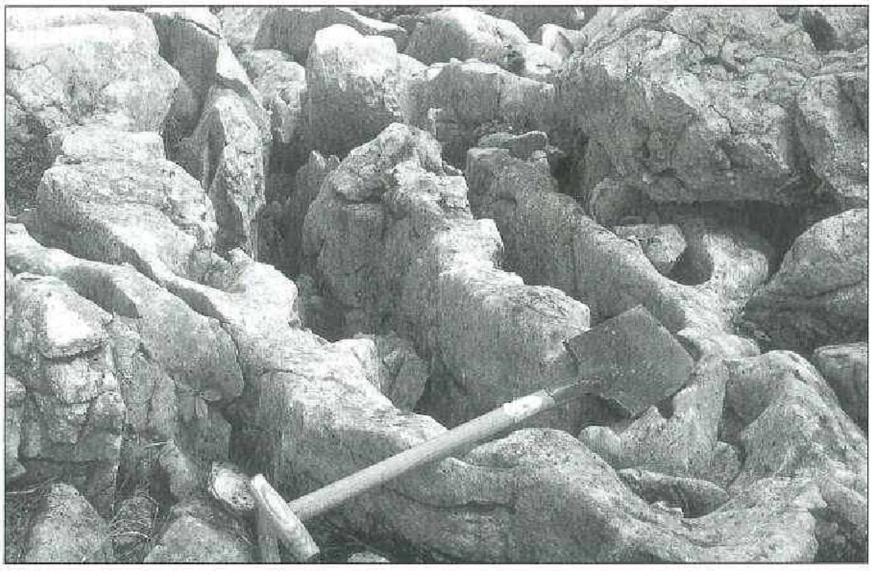


Photo: Franz DOLLINGER, 11.09.1982, geomorphologische Kartierung des zentralen Höllengebirges

Abb. 6: Kluftkarren auf der Hochfläche des Höllengebirges im Bereich der großen Eiblgrube

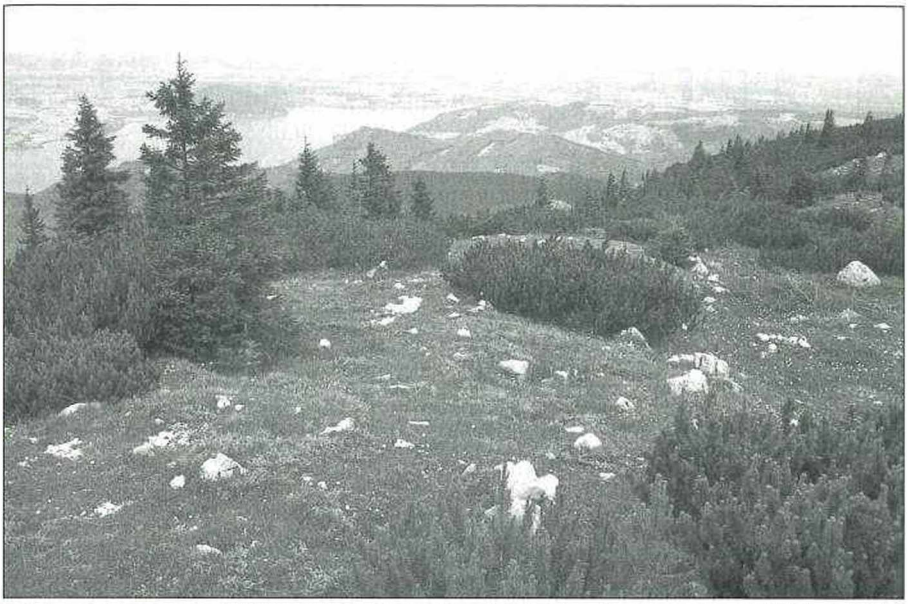


Photo: F. DOLLINGER, 21.06.1997, Substratbeschreibung vgl. DOLLINGER (1986), S. 175f.

Abb. 7: Ufermoränenwall nördlich des Hochleckenhauses

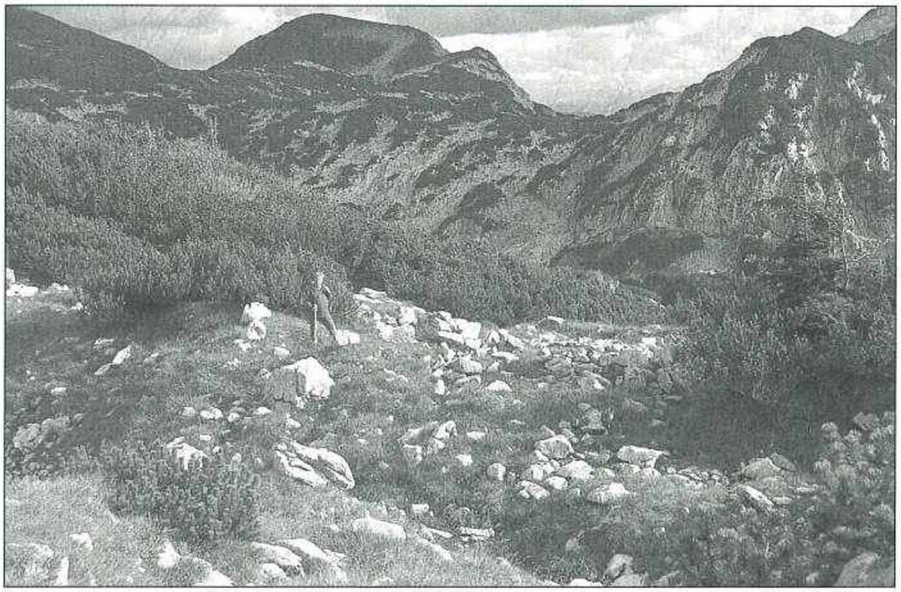
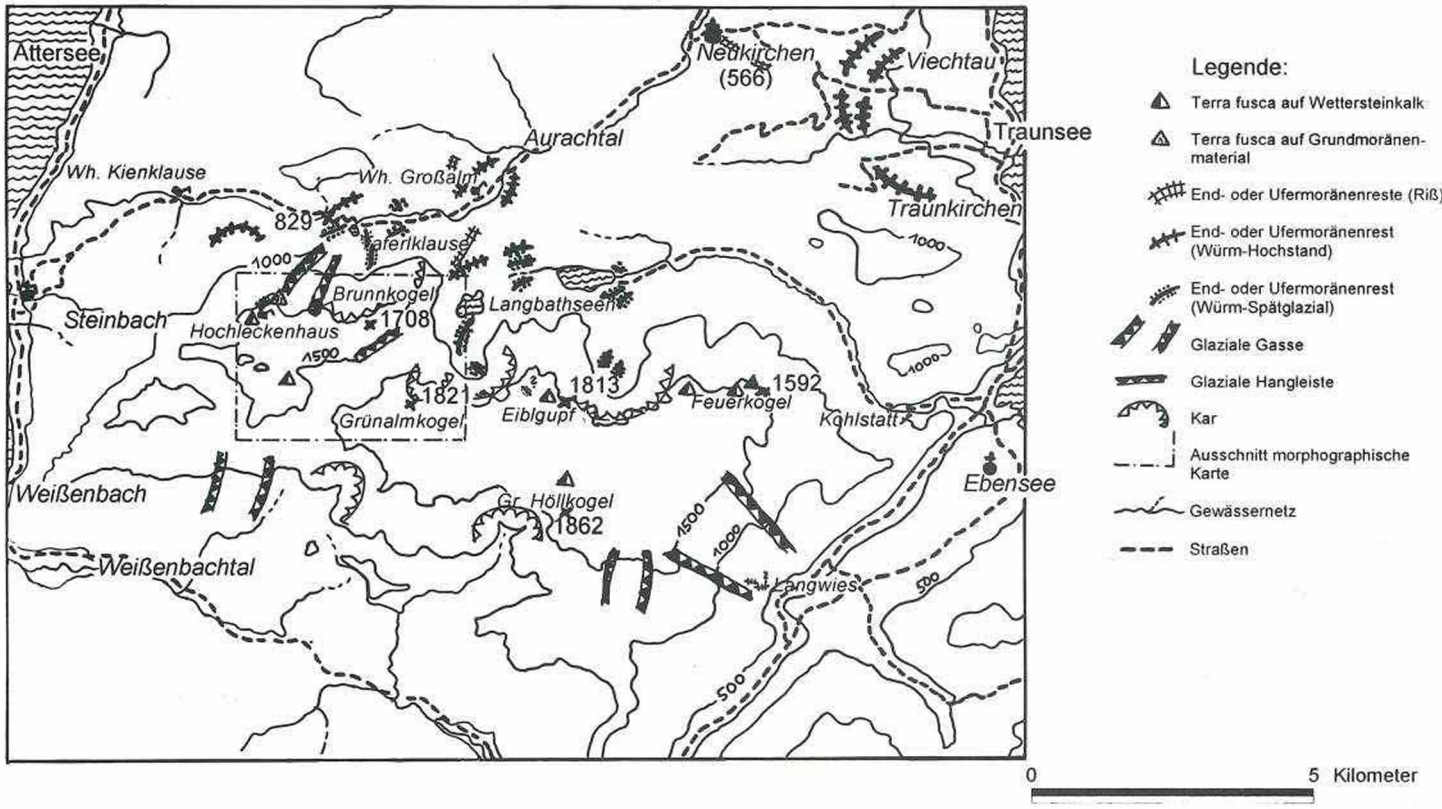


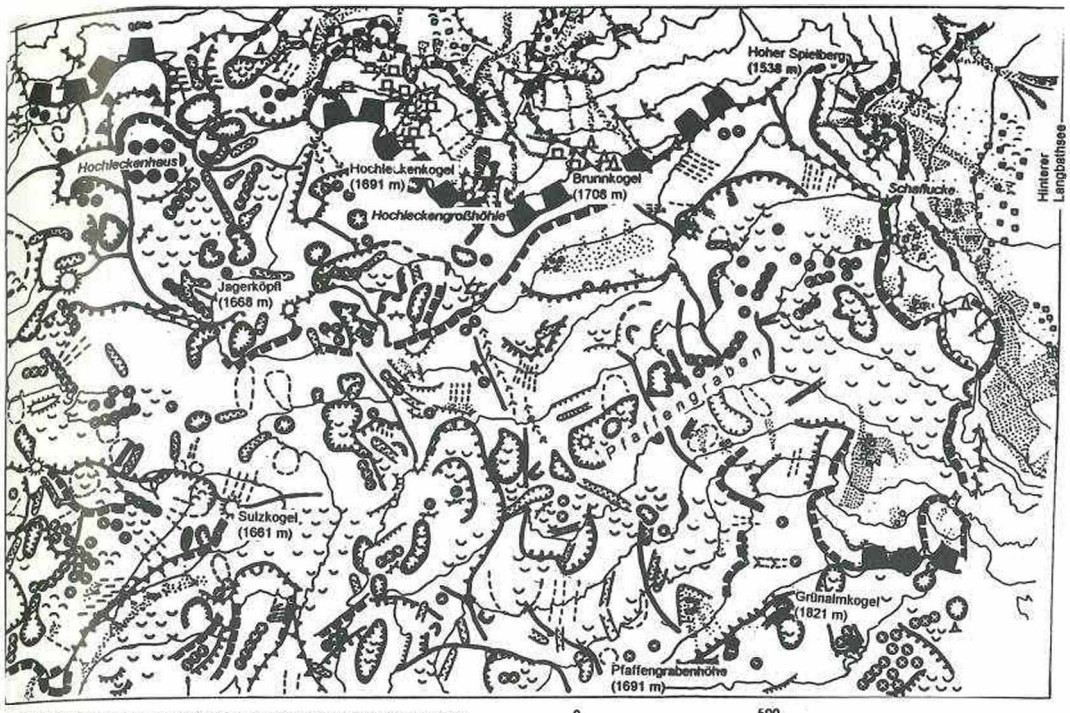
Photo: Norbert LORENZ, 30.08.1997. Das Substrat – kantige bis kantengerundente Komponenten in Kalkmehl – läßt sich nicht eindeutig als Endmoräne einstufen. Es kann sich auch um Grundmoränenreste handeln, wie sie an anderen Stellen des Plateaus häufig anzutreffen sind. Jedenfalls handelt es sich nicht um Verwitterungsschutt, da dieser bei anstehendem Wettersteinkalk kein so feinkörniges Substrat hinterläßt.

Abb. 8: Moränenreste in der Eiblgrube



Quelle: Eigene Kartierung, DOLLINGER 1985, 1986; van HUSEN 1977, WICHE 1938, 1949a, 1949b

Karte 1: Morphogenetische Übersichtsskizze



Quelle: Eigene Kartierung 1982 bis 1997, Feldkarte aus DOLLINGER 1985

0 500 1.000 Meter

Legende:

1 STUFEN, KANTEN UND BÖSCHUNGEN

Stufenhöhe (m)	Grundrißbreite
< 1	1 - 5
> 1 - 5	1 - 5
> 1 - 5	> 5 - 10
> 5 - 20	1 - 5
> 5 - 20	> 5 - 10
> 5 - 20	> 10
> 20	

Wand > 100
Konvexitäten
Böschungskanten

2 TÄLER UND TIEFENLINIEN

Fließrichtung
KLEINFORMEN (Breite 25m - 100m)
Kerbtal
KLEINFORMEN (Breite < 25m)
muldenförmige Tiefenlinie
kerbförmige Tiefenlinie
asymmetrische Tiefenlinie

3 KARSTFORMEN

Karstgrube, Uvala
Höhle
Kleindolinenfelder
Große Dolinen
Dolinenreihe (Karstgasse entlang tekt. Störung)
ausgeprägte Karstgasse
Rinnenkarrenfeld
Kluftkarren

4 GROSSE UND MITTELGROSSE FORMEN

Kuppe
Schale, Mulde
Nische
Sporn
Gesims
Grat
Wall
Flachrücken
Schwemmkegel
Schutthalde
fossile Schutthalde

4 KLEINFORMEN

Säule, Felsturm
senkrechte Platten (Reste steil einfallender Schichten)
Spalten

Blockansammlungen
Erratika
Kuppen
höckerig, kuppig, z.B. Kalkbuckellandschaft

Karte 2: Morphographie des Westteils des Höllengebirgsplateaus

Fluvioglaziale Terrassen sind verbreitet sowohl im Aurach- als auch im Langbathtal festzustellen. Dabei handelt es sich um Riß- und Würmsedimente, bei denen die älteren Sedimente durch die deutliche Verfestigung unterscheidbar sind. Oberhalb der Würm-Endmoräne in der Scherrhaufenwies ist eine Abfolge von spätglazialen Terrassen zu finden, die sich von der Großalm bis zum Aurachkarsee weiterverfolgen läßt. Östlich des Vorderen Langbathsees ist bereits in der topographischen Karte eine ebene Fläche erkennbar. Dabei handelt es sich um eine spätglaziale Aufschotterung, die durch den Langbathgletscher aufgeschüttet wurde, als dieser bis zum Gasthaus am Ostende des Sees reichte. Diese Terrasse wird durch einen flachen Schwemmkegel aus dem Kaltenbachtal überlagert, der als Sander des Kaltenbachgletschers desselben Zeitraumes bezeichnet werden kann. Abgesehen von dieser deutlichen Sanderschüttung sind noch Sanderkegel westlich der Endmoräne des Traungletschers im Vichtauer Zungenbecken feststellbar (vgl. van HUSEN 1977, S. 30).

Eisrandsedimentationen sind besonders häufig im Aurachtal festzustellen, wo sich durch diese der Eisrand des Würm-Gletschers nachweisen läßt. Diese sind aus tonigen Schluffen aufgebaut und wurden durch Ablagerung des feinkörnigen Flyschkolluviums im Bereich des Gletscherrandes gebildet.

3.3.2 Glaziale Erosionsformen

Als Großformen der glazialen Erosion sind im Höllengebirge vor allem Glaziale Gassen und einzelne Kare festzustellen. Dabei ist die Südseite des Gebirges von einer besseren Ausstattung geprägt. Eine auffällige Glaziale Gasse an der Südostseite des Höllengebirges ist der Große Lahngang, durch den das Eis vom Höllengebirgsplateau zum Traungletscher floß (vgl. Karte 1). Diese vom Trauntal bei der Saline Ebensee aus gut erkennbare Gasse wurde auch von SPENGLER & GÖTZINGER (1936, S. 88) und WICHE (1949a, S. 131) als rundgehöckertes einstiges Gletschertal beschrieben. Die einzige ausgeprägte Glaziale Gasse des Nordabfalles ist zwischen Hochleckenhaus und Aurach-Ursprung situiert (vgl. Karten 1 und 2). WICHE (1938, S. 56-64) teilt die Karformen im Höllengebirge in Durchgangskare und Ursprungskare ein. Als Durchgangskare bezeichnet er dabei die breiten Kare am Nordabfall des Höllengebirges. Diese Auffassung kann vom heutigen Standpunkt aus nicht mehr geteilt werden, da während den Hochglazialen die Masse des Eises aus dem Nährgebiet dieser breiten Karräume stammen mußte, da das Plateau selbst keine mächtigere Eiskappe als in den Spätglazialen getragen haben kann. Die einzige ausgeprägte Karform auf dem Plateau selbst befindet sich an der Nordseite des Grünalmkogels und wurde auch von WICHE als solche erkannt und beschrieben (WICHE 1938, S. 56).

Trogschultern und Schliffkehlen sind im Pfaffengraben und in der Großen Eiblgrube festzustellen. Die ausgeprägteste Hangleiste am Südosthang des Brunnkogels markiert einen Eisrand des Langbathgletschers; wie oft dieser erreicht wurde, kann allerdings nicht festgestellt werden (vgl. DOLLINGER 1986, S. 173).

Kleinformen der glazialen Erosion sind im Höllengebirge, vor allem aufgrund der schwierigen Begehbarkeit des Latschendickichtes, nur sehr selten festzustellen. WICHE (1938, S. 52) beschreibt Rundhöckerreste an den Schwellen der Großen Gruben, wo die glaziale Erosion nicht deren Zerstörung verursachte und diese auch durch postglaziale Karstdynamik nicht zerstört werden konnten. Derartige Formen sind an der Schwelle der Großen Eiblgrube zu finden, wobei jedoch festzustellen ist, daß die Eindeutigkeit der genetischen Zuordnung nicht gewährleistet ist.

4. Die Landschaftsentwicklung des Untersuchungsgebietes

4.1 Die Entwicklung des Reliefs im Tertiär

Die Altlandschaft des Höllengebirges zeigt von inaktiven Wasserscheiden getrennte breite Muldentäler, deren ehemaliger Talboden sich durch die intensive Verkarstung oft nur mehr erahnen läßt. Der Verlauf der ehemaligen Wasserscheiden und die Fließrichtung der ehemaligen Bäche wurde bereits von WICHE (1949b, Abb. 2) dargestellt, wobei er auch darauf hinweist, daß der Verlauf der ehemaligen Muldentäler am besten dort zu beobachten ist, wo spätglaziale Grundmoränen die Verkarstungsprozesse verzögerten, wie es im Muldentälchen südlich der Pledigupf-Feuerkogel-Verflachung zu beobachten ist.

Die beginnende Verkarstung, die mit der fortschreitenden Heraushebung an Intensität zunahm, und die sich ständig ändernde Erosionsbasis hat zu einer Differenzierung im Relief geführt, die allerdings keiner zeitlichen Rekonstruktion, nicht einmal einer relativen, unterworfen werden kann. Da zuerst den kleinen Bächen das Wasser durch unterirdische Entwässerung entzogen worden ist, konnten die größeren Bäche durch länger anhaltende Tiefenerosion die Mündungsstufen initiieren, die später durch Glazialerosion und Karstdynamik einer Verstärkung unterworfen waren. Den Ausführungen WICHEs (1949b, S. 216-230), in denen die Einheitlichkeit der Altlandschaft des Höllengebirges zuerst geprägt worden ist, darf aus heutiger Sicht gefolgt werden. Die auffällige Eintiefung des Pfaffengrabens kann nur durch eine sehr lang anhaltende Tiefenerosion erklärt werden, die auch noch längere Zeit nach Trockenlegung der anderen Muldentälchen des Höllengebirges aktiv gewesen sein mußte, wofür ein allochthoner Fluß, der im oberen Langbathtal seine Fortsetzung fand, verantwortlich zu machen ist. Die von WICHE (1938, S. 150) aufgestellte Behauptung einer Erosionsphase des Pfaffengrabens bis ins Pliozän und die damit verbundene Beziehung zu einem Talsystem in der Langbathzone kann nicht bestätigt werden, da der Verlauf bis ins Vorland nicht durch korrelate Sedimente verfolgbar ist und die Vertiefungen in der Langbathscholle oft nur tektonisch oder petrographisch bedingt sind, wie er zum Teil selbst feststellte.

Da FUCHS (1980, S. 482) als äußerste Grenze der Altlandschaftsentwicklung aufgrund korrelater Sedimente im Wiener Becken das Pannon angibt, darf diese Grenze mit etwas Vorbehalt auch für das Talsystem des Ebenseer Pfaffengrabens vermutet

werden, so daß das Ende der Altlandschaftsentwicklung noch ins Miozän fallen müßte. Im Pliozän dürfte das Höllengebirgsplateau bereits als Karstplateau mit unterirdischer Entwässerung ausgebildet gewesen sein. Diese Vermutung kann jedoch erst dann zur Gewißheit werden, wenn fluviatile Sedimente entdeckt werden, deren petrographische Zusammensetzung Rückschlüsse zulassen.

4.1.1 Zur Frage der Reliefgenerationen

Ohne die Auffindung datierbarer Sedimente muß eine zeitliche Einordnung von Reliefgenerationen spekulativ bleiben. Daher darf nur eine grobe Gliederung in folgende Reliefgenerationen erfolgen:

- *die Kuppenlandschaft:* WICHE (1938, S. 34) stellt sich die Kuppenlandschaft im Miozän von einem dichten Urwald mit einer mächtigen Verwitterungsdecke eingenommen vor, in welcher sich die Sickerwässer hangabwärts bewegten und in Quellmulden zutage traten. In dieser Zeit müßte sich eine Kuppenkarstlandschaft entwickelt haben (vgl. auch RIEDL 1973, S. 223ff). Eine genaue zeitliche Zuordnung ist nicht möglich.

- *die fossile Karstlandschaft:* Die ebenfalls noch im Tertiär einsetzende Entwicklung der Karstlandschaft verursachte eine zunehmende Trockenlegung der Altlandschaftstäler und löste nach der Trockenlegung des Pfaffengrabens die Altlandschaft ab;

- *die Glaziallandschaft:* Mit Beginn des Pleistozäns setzte eine Umgestaltung der Karstlandschaft durch denudative Prozesse und glaziale Erosion ein. Eine kaltzeitliche Differenzierung der glazialen Erosionsformen scheint nicht möglich;

- *die holozäne Karstlandschaft:* Im Postgschnitz begann wieder das Vorherrschen von Karstdynamik und denudativen Prozessen. Trotzdem muß das heutige Landschaftsbild als Erbe aller vorangegangenen Reliefgenerationen angesehen werden.

Die zeitliche Zuordnung WICHEs (1938, S. 34; 1949b) ist jedoch im Lichte der heute stattfindenden Diskussion in Frage zu stellen, da im Gegensatz zur früheren Auffassung von einem oligozänen Alter der wahrscheinlich nicht mehr erhaltenen Augensteinlandschaft auszugehen ist und die erhaltene Kuppenlandschaft daher einer jüngeren Reliefgeneration, der Raxlandschaft, entspricht (vgl. TOLLMANN 1968, S. 235; 1986b, S. 64). Dies ist allerdings noch umstritten. RIEDL (1977, S. 137f.; 1988, S. 85) weist auf die autochthone Lage von Paläoböden hin und ist daher der Ansicht, daß diese Standorte als Reste der Augensteinlandschaft anzusehen sind, Augensteinlandschaft und Raxlandschaft daher identisch seien.[16] Für das Höllengebirge kann dies jedoch

16) RIEDL (1977, S. 138) erklärt dies durch das Vorhandensein von Rotlehm in einwandfrei autochthoner Lagerung, was bedeute, daß zur Bildungszeit der älteren Rotlehmgeneration noch eine geschlossene Augensteindecke vorhanden gewesen sein muß.

nicht zutreffen, da – aus welchen Gründen auch immer – keine Reste der oligozänen Augensteine aufzufinden waren, so daß unter Berücksichtigung der Ergebnisse von HEJL (1997, S. 170) davon auszugehen ist, daß es zwei Möglichkeiten zur Erklärung gibt: Entweder es kam lokal zu so bedeutenden Abtragungsleistungen, daß in diesem Gebirge keine Reste der Augensteinlandschaft übrigblieben, das heutige Kuppenrelief wie bei WINKLER-HERMADEN (1957, S. 737f.) als "Nachkomme" des primären Reliefs anzusehen ist, oder als weitere Möglichkeit könnte das Höllengebirge erst nach der vollständigen Abtragung der ursprünglichen Augensteinlandschaft emporgehoben worden sein.

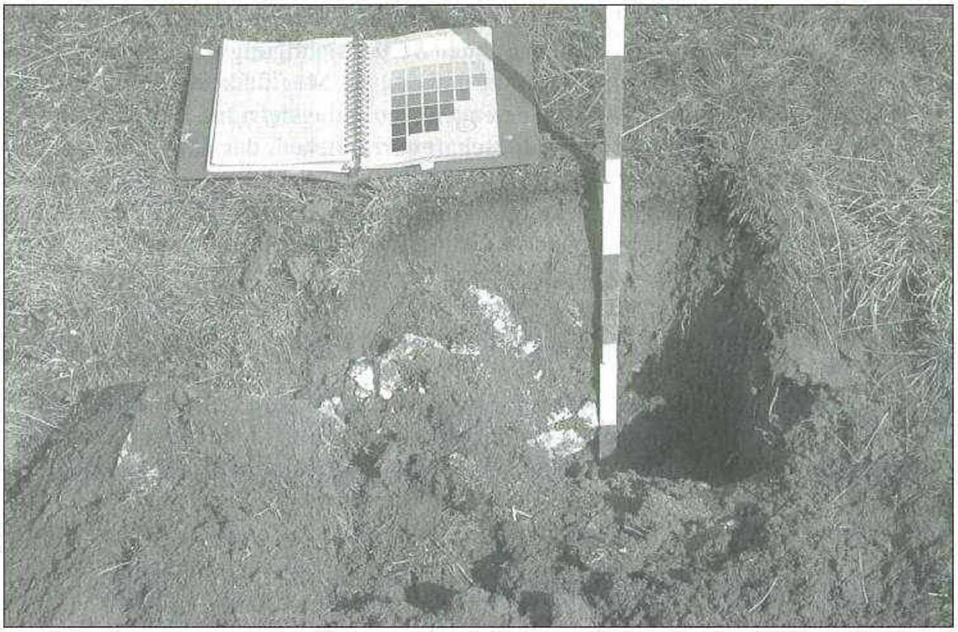
4.1.2 Zur Frage der Terra fusca als tertiärer Reliktboden

Die Terra fusca (Kalksteinbraunlehm nach KUBIENA 1944, 1996, S. 112), die an vielen Verflachungen des Höllengebirges aufgefunden werden konnte, kann das Relikt einer tertiären Verwitterung sein, da SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1973, S. 333) die Terra fusca in ihrer kaolinitischen Ausbildung als Produkt eines sommerfeuchten-mediterranen Klimas angeben, was dem pliozänen Klimaregime entsprechen würde. Nach KUBIENA (1996, S. 112) ist die Terra fusca ein Bodentyp, der rezent in den feucht-gemäßigten Gebieten nur unterhalb der Waldgrenze als Endbildung der Bodenentwicklung auf Kalk zu bezeichnen ist, weshalb die Terra fusca-Vorkommen in der alpinen und zum Teil auch in der subalpinen Stufe als Reliktböden gelten. KUBIENA (ebda) weist darauf hin, daß *"solche Vorkommen häufig in Verbindung mit alten Landoberflächen auftreten"* und *"es darum möglich (ist), daß die Terra fusca in der alpinen Stufe weitgehend als Indikator für das Vorhandensein von Teilen der durch Aufwölbung gehobenen tertiären Altlandschaft verwendet werden kann."*

RIEDL (1977, S. 137) jedoch unterscheidet die Terra fusca von den Rotlehmen der Rax-Altlandschaft und stellt fest, daß die Terra fusca-Vorkommen in diesem Gebiet "keine genetische Beziehung zu den Altflächen erkennen lassen," ähnlich hat es auch SOLAR (1964, S. 20-26 und S. 40f.) gesehen, welcher schreibt, daß das Substrat der Terra fusca auf dem Raxplateau äolischen Sedimenten und nicht Lösungsrückständen entspricht (ebda, S. 22). Er schlägt deshalb vor, die Terra fusca des Raxgebietes als Varietät der Terra fusca KUBIENAs (1944) als "erdige Terra fusca" zu bezeichnen. Er erkennt weiters eine zweiphasige Einwehung von Terra fusca-Substrat (SOLAR ebda, S. 33) und hält die ältere für präbühlstadial und die jüngere für postbühlstadial. Er ordnet also beide Einwehungsphasen dem Spätglazial zu.

Größere Terra fusca-Vorkommen wurden vom Verfasser an folgenden Standorten festgestellt: Verflachung östlich des Plediriedl (Feuerkogelplateau), Verflachung östlich des Heumahdgupf (vgl. Abb. 9), Verflachung südlich des Alberfeldkogels, Verflachung bei der Riederhütte, Karstwanne westlich des Eiblgupf, Kuppe beim Hochleckenhaus und Verflachung nördlich des Hochleckenhauses.

Im Verlauf der Kartierungsarbeiten in den Jahren 1981 bis 1983 sowie 1997 wurde im Bereich dieser Vorkommen der Boden soweit wie möglich aufgegraben, um eine



Korngrößenverteilung:

bis 0,+002 mm	bis 0,063 mm	bis 0,2 mm	bis 0,63 mm	bis 2 mm	bis 6,3 mm
0,31%	97,14%	2,06%	0,37%	0,08%	0,04%

Photo: Franz DOLLINGER, 07.05.1983

Quelle: DOLLINGER (1985), S. 50, Profilaufnahme und Probenentnahme (B-Horizont) am 7.5.1983, Feinsedimentanalyse F. DOLLINGER am Inst. f. Geowissenschaften d. Univ. Salzburg.

Abb. 9: Terra fusca auf einer Verflachung zwischen Heumahdgupf und Pledigupf, 500 m westlich der Bergstation der Feuerkogelseilbahn

Verbindung zwischen Terra fusca und eventuellen Rotlehm- oder Augensteinvorkommen festzustellen. Dabei wurde bei allen ausgehobenen Bodenprofilen die Terra fusca entweder direkt auf anstehendem Wettersteinkalk oder -dolomit oder einmal auf Grundmoräne aus Wettersteinkalk erfaßt.[17)]

Die Profilgrabung auf der Lagerstätte nördlich des Hochleckenhauses bewies außerdem die spätglaziale Anwehung und somit die Richtigkeit der genetischen Interpretation von SOLAR (1964, S. 22), da das vorwiegend der Schluffraktion angehörende

17) Damit unterscheiden sich die Standorte am Höllengebirgsplateau sehr wesentlich von den Plateaus der anderen Kalkstöcke, bei denen die Terra fusca-Vorkommen in enger Verzahnung zu anderen Paläoböden und Augensteinvorkommen festzustellen sind (vgl. dazu MESTER & HASERODT 1997, RIEDL 1977, 1988 und WEINGARTNER 1983).

Substrat das Hangende von Grundmoräne bildet (vgl. DOLLINGER 1985, S. 50).[18] Durch die Lage des Vorkommens innerhalb des spätglazialen Moränenwalles nördlich des Hochleckenhauses (vgl. Abb. 7) ist damit die spätglaziale Genese als bewiesen anzusehen, während als zusätzliches Argument hervorzuheben ist, daß viele der beobachteten Terra fusca-Vorkommen – trotz der geringen Glazialerosion durch einen Plateaugletscher – aufgrund ihrer exponierten Lage eine Vergletscherung nicht überdauert haben können.[19]

4.2 Die Entwicklung des Reliefs im Quartär

Die ältesten quartären Sedimente im Untersuchungsgebiet stammen aus der Riß-Eiszeit. Ältere Sedimente sind nicht festgestellt worden.

4.2.1 Riß

Sedimente der Riß-Vergletscherung sind im Untersuchungsgebiet im Raum um Neukirchen, im Aurachtal bei der Großalm und am Niederen Spielberg zu beobachten. JANOSCHEK (1964, S. 205) vermutete ebenso wie PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 209f.), daß der Riß-Gletscher des Vichtauer-Zungenbeckenzweiges bis Neukirchen gereicht haben müßte, dessen Moränen schließlich van HUSEN (1977, S. 11) im Zuge seiner Arbeit über den Traungletscher beschrieben hat. Van HUSENs Rekonstruktion ergab dabei einen bis zur Aurach reichenden Rißgletscher, wobei durch die Abdämmung des prärißzeitlichen Abflusses der Aurach durch den Vichtauer Eislobus der epigenetische Durchbruch der Aurach nördlich von Neukirchen geschaffen wurde. Der Aurach-Gletscher, der im Riß den Klammbichl noch überflossen hat, mußte etwa bei der Einmündung des Weidenbaches in die Aurach geendet und die beckenartige Verflachung der Scherrhaufenwies mit Eis gefüllt haben. Genauso wie JANOSCHEK (1964, S. 208) und van HUSEN (1977, S. 13) konnte der Verfasser die bei PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 210) beschriebenen Moränen in der Herbstau nicht feststellen, so daß die eigentliche östliche Ausdehnung nicht mehr rekonstruierbar ist. Das Gletscherende kann allerdings nicht weit östlich der Scherrhaufenwies gelegen haben, wie die von van HUSEN (1977, S. 12) beschriebenen Moränenwälle im Scherrhaufeneck bzw. die gut verfolgbare Hochterrasse im Aurachtal, die im Herbstaugraben noch aufgeschlossen zu finden ist, belegen. Zwischen Scherrhau-

18) Auch KUFFNER (1994, S. 202) berichtet über ein Terra fusca-Vorkommen auf "dichtgeschlämmten Moränenmaterial, die nicht vor dem Postglazial umgelagert werden konnte."
Es soll daher ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß es sich bei der im Höllengebirge zu beobachtenden Terra fusca nicht um ein reliktes lehmiges Verwitterungsprodukt des Kalkes handelt, wie KUBIENA (1996, S. 112f.) die Terra fusca-Reliktböden der Nördlichen Kalkalpen generell einordnet, sondern um spät- und frühpostglaziale Bildungen.

19) Durch eine Baustelle im Bereich des Feuerkogelplateaus im Sommer 1997 hatte der Verfasser die einmalige Gelegenheit, die Lagerungsverhältnisse der Terra fusca-Decke entlang eines größeren Aufschlusses zu studieren. Dabei zeigte sich, daß entlang des gesamten offenen Abschnittes eine 40 bis 50 cm mächtige schluffige Decke direkt dem Wettersteinkalk aufliegt (10 YR 4/6, leicht lehmiger Schluff, feucht – Feldbuchbeschreibung vom 30.08.1997).

fenwies und Weidensbach sind verfestigte Konglomerate aufgeschlossen, welche die niedrige Terrassenleiste südlich des Weidenbaches aufbauen. Sie können allerdings nicht zeitlich eingeordnet werden, weil das Vorkommen zu kleinräumig aufgeschlossen ist.

Im Langbathtal sind im Untersuchungsgebiet die einzigen Sedimente der Rißvergletscherung im Bereich des niederen Spielberges zu finden, wobei van HUSEN (1977, S. 12) das grobe Wettersteinkalkblockwerk als grobblockigen Seitenmoränenwall interpretiert. Im Gegensatz zu den Auffassungen von GEYER (1917, S. 79) und JANOSCHEK (1964, S. 203), welche dieses Vorkommen als Bergsturz deuten, ist van HUSENs Interpretation als die Wahrscheinlichere anzusehen, wie die Verzahnung der Wettersteinkalkblöcke mit dem Grundmoränenmaterial auf der Verflachung des Niederen Spielberges belegt. Über eine glaziale Füllung des Kienbachtales während der Rißeiszeit liegen keine Berichte oder eigene Beobachtungen vor, obwohl eine solche anzunehmen ist, da der größere Rißgletscher sicherlich die Sattelfläche beim Krahbergtaferl, die von einer Würm-Ufermoräne gekrönt wird, überwunden hat. Die in den Quellmulden westlich des Krahbergtaferls-Ufermoränenwalles gelegenen Moränenspuren gehören nicht der Riß-Vergletscherung an, wie es WICHE (1938, S. 114) vermutet hat, sondern sind durch eine Eisrandterrasse, die westlich der Moränenstreu nordwestlich der Sattelfläche liegt als verwaschene Würm-Moränen bzw. als Reste des Würm-Maximalstandes anzusehen (vgl. van HUSEN 1977, S. 34f.).

4.2.2 Würm-Hochglazial

Im Würm-Hochglazial endete der Traungletscher östlich von Neukirchen im Vichtauer Zungenbecken, das durch deutliche Moränenwälle eingerahmt wird. Das Höllengebirge wurde vom Traungletscher, der die beiden großen Zungenbecken des Attersees und des Traunsees schuf, im Süden umflossen. Als Lokalgletscher des Höllengebirges sind die Plateauvergletscherung und die beiden mächtigen Talgletscher des Aurach- und Langbathtales anzusehen.

Die Plateauvergletscherung des Höllengebirges dürfte, wie auch WICHE (1938, S. 54; 1949b, S. 218) bereits beschrieben hat, eher schützend als erosiv auf die Altlandschaft des Höllengebirgsplateaus gewirkt haben, wie man es aus Vergleichsstudien von rezenten Plateaugletschern aus den Nördlichen Kalkalpen über die Gletscherbewegung (und dadurch über die damit in Beziehung stehende Glazialerosion) kennt.[20] Die Unterschneidungswände des Höllengebirgsplateaus dürften in Anlehnung an WICHE (1949b, S. 218) durch Frostverwitterung an der Schwarz-Weiß-Grenze der spätglazialen Gletscher gebildet worden sein, da es im Spätglazial zu kleineren Gletscherbildungen gekommen ist, welche die Muldentäler und Gruben

20) Zum Beispiel der Plateaugletscher des Hochkönigs – GOLDBERGER 1973, S. 291; 1986, S. 7-10; WÜSTRICH 1977, S. 2), und der Schladmingergletscher des Dachsteingebirges (BRÜCKL et al. 1969, S. 14) – aber auch Angaben geringerer Glazialerosion bei skandinavischen Gletschern (LOUIS & FISCHER 1979, S. 442).

der Altlandschaft zum Teil erfüllt haben. WICHE (1949b, S. 220) rekonstruierte die Gletscheroberfläche im Pfaffengraben anhand der Leiste am S-Hang des Brunnkogels und anhand der Lage des Ursprungkares des Grünalmkogels, der als Nunatakker aus der Plateauvergletscherung herausgeragt haben müßte. In bezug auf die Leiste südlich des Brunnkogels muß man ihm recht geben, da diese ausgeprägte Leiste und die dazugehörende Glatthangbildung einen längeren Gletscherhalt erfordert. Die spätglaziale Stirnmoräne, die er in der "Grünalmkogelschütt" vermutete, konnte dagegen nicht als solche identifiziert werden, sondern muß als gewöhnliches Felssturzmaterial bezeichnet werden (vgl. Karte 2). Das Eis der Plateauvergletscherung des Höllengebirges floß durch mehrere Gletschergassen zum Trauntaleis, wobei die Gasse zwischen Helmeskogel und Ofen-Höhe vom Trauntal aus in sehr eindruckvoller Weise zu beobachten ist.

Der Aurach-Gletscher hat seine Endmoräne im Würm als breit angelegten Wall auf der Großalm hinterlassen (van HUSEN 1977, S. 34f.). Alle Autoren vor van HUSEN (PENCK & BRÜCKNER 1909, S. 236; WICHE 1938, S. 146; JANOSCHEK 1964, S. 208) vermuteten in den glazialen Ablagerungen in der Scherrhaufenwies Würmgrundmoräne und nahmen, um diese nördlich ausufernde Verbreiterung des Würm-Zungenbeckens erklären zu können, eine Verbindung des Langbathgletschers mit dem Aurachgletscher über den Lueg-Sattel an. Die Ufermoränen des Langbathgletschers am Lueg-Sattel belegen allerdings die Isolation des Aurach-Gletschers und damit die Unrichtigkeit der obigen Interpretation, wobei van HUSEN auch belegen konnte, daß der Würmgletscher den Klammbichlsattel nicht mehr überfloß, da erstens nordöstlich des Sattels keine Erratika mehr zu finden sind und zweitens darf hinzugefügt werden, daß vom Verfasser am SE-Oberhang des Klammbichls die blockreichen Reste eines Seitenmoränenwalles entdeckt werden konnte,[21] der das Herausragen des Klammbichls während des Würm-Maximum dokumentiert.

Den Nordrand des Aurach-Gletschers identifizierte van HUSEN (1977, S. 34) anhand von Erratika, die sich von der Ufermoräne an der Krahbergtaferl-Wasserscheide bis zum Klammbichl verfolgen lassen. Als Ergänzung soll hinzugefügt werden, daß am Südhang des Krahberges die Moräne in einzelnen Rinnen gefunden werden konnte, wobei sich zeigte, daß die Grundmoräne vom Flyschkolluvium bis m-dick einsedimentiert worden ist. Einen kleineren Hanggletscher hat van HUSEN südwestlich des Krahbergtaferls feststellen können, der sich am Nordabfall des Höllengebirges isoliert gebildet hat und der somit einen Hinweis über die Höhenlage der hochwürmzeitlichen Schneegrenze zuläßt (Moränenansatz des Hanggletschers bei ca. 920 m, Gletscherende bei ca. 840 m). Die Niederterrassen der Würm-Vergletscherung sind schließlich bis Neukirchen in durchgehendem Niveau verfolgbar, wobei sie durch Schwemmfächerbildungen und Rutschzonen Unterbrechungen finden.

Der Langbath-Gletscher hat sich im Gegensatz zu den Auffassungen von PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 235f.), WICHE (1949b, S. 129) mit dem Traungletscher vereinigt

21 Feldbuchprotokoll vom 15.11.1982

(vgl. van HUSEN 1977, S. 35). Van HUSEN (ebda, S. 25f.) sieht die Ferngletschersedimente in der Kohlstatt im Gegensatz zu WICHE nicht als Beweis eines im unteren Langbathtal endenden Gletschers, sondern als Relikt der Vorstoßphase des Würmgletschers, wie durch einen Aufschluß bei Bachhütten an einer schon von GÖTZINGER (1941, S. 17) beschriebenen Terrasse bewiesen wird.[22)]

4.2.3 Das Würm-Spätglazial

Das Spätglazial des Untersuchungsgebietes ist nur mehr durch die Lokalvergletscherung des Höllengebirges geprägt, da der Bühl-Traungletscher (van HUSEN 1977, S. 57) oberhalb von Bad Ischl steckenblieb. Vor allem die Staulage am Nordrand der Alpen ist dafür verantwortlich zu machen, daß es bis ins Gschnitz überhaupt zu einer Vergletscherung kommen konnte. Mit der selbstständigen Vergletscherung sind nun größere Datierungsprobleme verbunden, da keine Korrelierung zu inneralpinen Rückzugsgebieten mehr möglich ist, sondern nur mehr Vergleiche mit anderen Kalkstökken der Nördlichen Kalkalpen zur Lösung herangezogen werden können.

WICHE (1938, S. 50) läßt die Vergletscherung des Höllengebirges ebenso wie PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 236) mit dem Bühl enden, während er später, wohl unter dem Einfluß von KLEBELSBERG[23)] bei Langwies am Fuße des Breiten Lahngangs und im Weißenbachtal Schlernmoränen zu finden glaubte (WICHE 1949a, S. 131f).[24)]

Van HUSEN (1977) nahm schließlich eine stratigraphische Einordnung der glazialen Sedimente im Trauntal vor, wobei DRAXLER (1977) durch Pollenanalysen und ^{14}C-Datierungen eine absolute Zeitangabe zur Verfügung stellen konnte. Van HUSEN ordnet die Moränenwälle um den Taferlklaussee bzw. am Ostufer des Vorderen Langbathsees dem Goiserer Stand und damit dem Gschnitz-Stadium zu.[25)] Im Höllengebirge treten jedoch bei Zuordnung dieser Moränen zum Gschnitz Schwierigkeiten auf, weil unter Bezug auf die Gschnitz-Schneegrenzdepression von 600 bis 700 m (vgl. HIRTLREITER 1992, S. 131; GROSS et al. 1977, S. 239-242) bei einem

22) Der Aufschluß zeigt über eben gelagerten Schluffen mit einzelnen Schuttstücken und Pollenlagen, die eine sehr schüttere Vegetation anzeigen, einen undeutlichen Übergang zur Grundmoräne des Lokalgletschers des Langbathtales. Das bedeutet, daß die Schluffe, die vor dem ins Langbathtal eindringenden Traungletscher aufgestaut wurden, schließlich vom vorstoßenden Langbathgletscher überfahren wurden, wobei sich dieser mit dem Traungletscher vereinigte (van HUSEN 1977, S. 25f.).

23) Das Handbuch für Glazialgeologie von KLEBELSBERG (1948) ist im selben Zeitraum wie WICHEs Aufsatz erschienen.

24) Eine Begehung des Areals westlich der Miesenbachmühle am 6.9.1998, wo WICHE (1949a, Abb. 2) mehrere langgestreckte spätglaziale Endmoränen skizziert hatte, konnte diesbezüglich keine Klarheit schaffen. In der modernen geologischen Karte (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1996) ist im betreffenden Bereich Bergsturzablagerung eingetragen. Es können im Gelände zweifelslos wallartige Formen erkannt werden, die mit zahlreichen bis m^3-großen Wettersteinkalkblöcken übersät sind. Kleinere Anrisse in Rinnen lassen aufgrund des feststellbaren hohen Feinsedimentanteils Moränenmaterial wahrscheinlich erscheinen. Jedoch findet man im Bereich auch bis zu mehrere Kubikmeter große Blöcke, die in Lagerungsform und Gestalt auf Berg- oder Felssturz hindeuten.

25) Der Goiserer-Stand entspricht nach van HUSEN (1987, S. 29) dem Gschnitz-Stadium.

wahrscheinlichen Bezugsniveau 1850 von 2.100 m (vgl. HERA 1997, S. 103) nur eine sehr kleine Plateauvergletscherung vorstellbar ist, ähnlich wie sie DOLLINGER (1986, S. 177-181) für das Gschnitz angenommen hat.[26] Im Daun (Schneegrenzdepression von 300 bis 400 m) geht sich bei einem Bezugsniveau 1850 von 2.100 m keine Vergletscherung des Höllengebirges mehr aus, maximal die höchsten Gipfel können noch firnbedeckt gewesen sein.

4.2.4 Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung

Abgesehen von den noch während des periglazialen Einflusses sich im Flysch ereignenden Massenbewegungen konnten im Untersuchungsgebiet noch Spuren morphogenetischer Prozesse festgestellt werden, die allerdings keine genauere zeitliche Zuordnung zulassen (vgl. auch DOLLINGER 1985, S. 52-56). Eine Systematisierung der Formen und Dynamik von Massenbewegungen im Bereich des Aurachtales hat erst kürzlich ÇINAR (1993, S. 20-36) vorgenommen. Der Verfasser hatte in der ersten Hälfte der achtziger Jahre eine Vielzahl oberflächennaher Massenbewegungen kartographisch erfaßt (DOLLINGER 1985, Kartenbeilage). Die Bergstürze im Untersuchungsgebiet, die in den Arbeiten von WICHE (1938, S. 83-86), JANOSCHEK (1964, S. 208), van HUSEN (1977, Karte 1) und ANDORFER (1981, S. 110-114) bereits ausführlich behandelt wurden, sind meist spätglazialen Alters und wurden durch glaziale Unterschneidung ausgelöst. Wahrscheinlich auch noch im Spätglazial kam es zu den größeren Massenbewegungen im Aurachtal, wobei teilweise jedoch auch subrezente bis rezente Bewegungen nachgewiesen werden können (vgl. DOLLINGER 1985, S. 52-56; ÇINAR 1993, S. 41-49 und 80-83).

Die Entwicklung des Karstplateaus des Höllengebirges ist seit dem Ende der Vergletscherung von intensiver Karstdynamik gekennzeichnet, wobei es vor allem im Bereich der saiger stehenden Schichten am Nordrand des westlichen Höllengebirges zur Weiterbildung der Großhöhlen gekommen ist. Die Oberflächenverkarstung des Höllengebirges selbst ist, wie auch WICHES (1938, S. 32-50) Arbeit ergeben hat, weniger durch Großformen des Karstes als vielmehr von Dolinen verschiedenster Prägung und von Karrenfeldern gekennzeichnet. Besonders die Kluftkarren, die sich über das ganze Plateau verbreitet zeigen, belegen die Gebiete mit intensiver Karstdynamik. Ein wesentliches morphogenetisches Element des Untersuchungsgebiets stellt jedoch die Überprägung der tertiären Altlandschaft durch die Karstdynamik dar. Dabei erschwert vor allem die Bildung von grubenähnlichen Hohlformen, die wiederum von zahlreichen Kleinformen des Karstes überprägt sind, das Erkennen der Altlandschaft im Gelände außerordentlich.

---

26) Auch wenn die Zulässigkeit der Flächenteilungsmethode, die der Verfasser 1986 zur Schneegrenzberechnung anwendete, bei steil abbrechenden Gletschern in Frage zu stellen ist, läßt sich eine bis zum Vorderen Langbathsee und bis zur Taferlklause reichende Gletscherzunge nicht erklären. Selbst bei sehr großzügiger Interpretation und weiterem rechnerischen Herunterdrücken der gletscherbezogenen Schneegrenze, entsprechend heutigen Firnkesselgletschern und Talschlußgletschern, um ca. 100 bis 150 m im Vergleich zu anderen Gletschertypen, läßt sich bei einer so abgeschätzten Schneegrenze in etwa 1.400 m Höhe kein entsprechendes Nährgebiet rekonstruieren.

5. Zusammenfassung

Der Kalkstock des Höllengebirges als Bestandteil der tirolischen Stauffen-Höllengebirgsdecke stellt aufgrund seiner ausgeprägten Altlandschaft und einer Vielzahl unterschiedlicher Karsterscheinungen ein interessantes geomorphologisches Forschungsobjekt dar. Trotz zahlreicher Grabungsversuche konnte der Verfasser keine Spuren tertiärer Sedimente auf dem Plateau feststellen, allerdings wurde in den Höhlen noch nicht gezielt danach gesucht.

Die häufig anzutreffende Terra fusca unterscheidet sich in Substrat und Profilaufbau von ähnlichen Vorkommen anderer Karstplateaus, wie beispielsweise dem Tennengebirge, dem Dachstein und dem Toten Gebirge. Sie ist als äolisches Sediment anzusehen und ist nicht älter als die letztmalige Vergletscherung des Gebirges. Das Gebiet des Höllengebirges war auch in den Hochglazialen – abgesehen von der Süd- und Südostflanke – durch eine lokale Vergletscherung gekennzeichnet, weshalb eine Parallelisierung mit anderen Gebieten nur mit Vorbehalt vorzunehmen ist. Es können jedoch im Höllengebirge zumindest drei spätglaziale Vergletscherungen als wahrscheinlich angesehen werden (Bühl, Steinach, Gschnitz). Im Daun war das Höllengebirge höchstwahrscheinlich nicht vergletschert.

6. Summary

Franz Dollinger: Geomorphology of the Höllengebirge (Upper Austria)

The Höllengebirge in the Northern Limestone Alps is part of the Tyrolean nappe, and because of its old fluviatile and young karstic landscape in a monolithic limestone area a most interesting object for geomorphological research. Although the author tried to find the so called "Augensteine" (tertiary gravel), he was not successfull on the plateau of the Höllengebirge, though he examined many of locations with Terra fusca thoroughly .

Moreover, the profiles of these soils differ markedly from comparable sites on the other plateaus of the Northern Limestone Alps (Tennengebirge, Dachstein, Totes Gebirge). The Terra fusca in the Höllengebirge contains over 97 per cent silt and has, therefore, to be described as a wind-blown sediment. During the pleistocene, the Höllengebirge was characterized by a local glaciation. At the Würm-Maximum, however, the Traun valley glacier surrounded the Höllengebirge in the South and the South-East, but did not reach the Höllengebirge in the Bühl and later on. Therefore comparisons with other glaciated areas are difficult. Nevertheless, at least three late-pleistocene glaciations can be reconstructed in the Höllengebirge (Bühl, Steinach and Gschnitz). In the Daun period the Höllengebirge was most probably not glaciated.

7. Literaturverzeichnis

ANDORFER G. (1981), Zur Geologie von Langbathzone und Höllengebirgsnordrand (Oberösterreich). Innsbruck, Univ. Innsbruck, Diss. 124 S.

BAUER F. (1961), Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen. In: Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, IV, 3, S. 215-225.

BENISCHKE R., GAMERITH W., ZOJER W. & H. (1983), Hydrogeologie der nördlichen Kalkvoralpen: Schafberg - Höllengebirge, Teil 2. Graz, unveröff. Endbericht.

BÖGLI A. (1971), Karstdenudation – das Ausmaß des korrosiven Kalkabtrags. In: Regio Basiliensis, XII, 2, S. 352-361.

BOROVICZÉNY F. (1983), Feuerkogel Karstplateau. In: Arbeitstagung d. Geol. Bundesanst. 1983, Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26.-30.09.1983, S. 51.

BRAUNSTINGL R. (1982), Bericht über die Höllengebirgskartierung 1982. Kartierungsbericht einer Auftragsarbeit für die ÖMV. Salzburg, unveröff. Bericht. 10 S.

BRÜCKL E., GANGL G., STEINHAUSER G. & P. (1969), Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967 (= Arb. aus d. Zentralanst. f. Meteorologie u. Geodynamik, 4). 24 S.

ÇINAR E. (1993), Geologische Untersuchungen an Massenbewegungen ausgewählter Hangzonen im Aurachtal (Oberösterreich). Salzburg, Univ. Salzburg, Diplomarb. 106 S.

CVIJIC J. (1893), Das Karstphänomen (= Geogr. Abhandlungen, V, 3). 226 S.

DOLLINGER F. (1985), Das Naturraumrisiko im oberen Aurachtal (Oberösterreich). Methodologische Probleme seiner Quantifizierung mittels einer geomorphologischen Kartierung (= Salzburger Geogr. Arbeiten, 13). 177 S.

DOLLINGER F. (1986), Überlegungen zur spätglazialen Vergletscherung des Höllengebirges, Nördlichen Kalkalpen /Oberösterreich. In: Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 122, 2, S. 171-184.

DOLLINGER F. (1992), Westliches Höllengebirge. Geomorphologie und Landschaftsentwicklung. In: MÜLLER G., SITTE W., SUIDA H. (Hrsg.), Exkursionen im Bundesland Salzburg und in Nachbargebieten, S. 23-29. Salzburg, Selbstverlag d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Salzburg,

DRAXLER I. (1977), Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. In: Jahrbuch d. Geol. Bundesanst., 120, 1, S. 131-163.

FUCHS W. (1980), Das Inneralpine Tertiär. In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.), Der geologische Aufbau Österreichs, S. 452-483. Wien, New York, Springer-Verlag.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.) (1996), Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 66 (Gmunden). Wien, Geol. Bundesanst.

GEYER G. (1917), Über die Querverschiebung am Traunsee. In: Verhandlungen d. Geol. Reichsanstalt, 1917, S. 67-99.

GOLDBERGER J. (1973), Der Massenhaushalt des Hochköniggletschers 1965-1971. In: LENDL E., RIEDL H. (Hrsg.), Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie. Festschrift für Hanns TOLLNER zum 70. Geburtstag (= Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg, 3), S. 291-305.

GOLDBERGER J. (1986), Gletscherhaushalt und klimatische Umwelt des Hochköniggletschers 1965-1975 (= Wiss. Alpenvereinshefte, 28). 79 S.

GÖTZINGER G. (1936), Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden (= Führer f. Quartärexkursion in Österr., I. Teil), S. 99-104.

GÖTZINGER G. (1941), Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. In: Anz. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 2, S. 12-19.

GROSS G., KERSCHNER H., PATZELT G. (1977), Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. In: Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, XII, 1976, 2, S. 223-251.

HASEKE-KNAPCZYK H. (1989), Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Ein Beitrag zur Trinkwasserforschung (= Veröff. d. Österr. MaB-Programms, 15). 223 S.

HASERODT K. (1965), Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen (= Münchner Geogr. Hefte, 27). 114 S.

HEJL E. (1997), 'Cold spots' during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. In: Tectonophysics. Int. Journ. of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth, 272, S. 159-173.

HERA U. (1997), Gletscherschwankungen in den Nördlichen Kalkalpen seit dem 19. Jahrhundert (= Münchener Geogr. Abhandlungen, Reihe B, 25). 205 S.

HEUBERGER H. (1968), Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, S. 270-275.

HIRTLREITER G. (1992), Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung (= Münchener Geogr. Abhandlungen, Reihe B, 15). 154 S.

HUSEN D. van (1977), Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. In: Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 120, 1, S. 1-130.

HUSEN D. van (1987), Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials. In: HUSEN van D. (Hrsg.), Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typregion des Würm-Glazials (= Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österr. Akad. d. Wiss., 7), S. 19-35.

JANOSCHEK W. (1964), Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. In: Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 107, S. 161-214.

KERSCHNER H. (1990), Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: LIEDTKE H. (Hrsg.), Eiszeitforschung, S. 299-311. Darmstadt, Wiss. Buchges.

KLEBELSBERG R. von (1948), Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Erster Band: Allgemeiner Teil. Wien, Springer-Verlag. 403 S.

KOHL H. (1986), Pleistocene Glaciations in Austria. In: SIBRAVA V., RICHMOND D.Q. a. G.M. (Hrsg.), Quaternary Glaciations in the northern Hemisphere. Report of the International Geological Correlation Programme, Project 24 (Int. Union of Geol. Sciences and UNESCO) (= Quaternary Science Reviews. The Int. Multidisciplinary Review Journal, 5), S. 421-427.

KREBS N. (1928), Die Ostalpen und das heutige Österreich. Eine Länderkunde. Systematischer Teil (= Bibliothek länderkundlicher Handbücher). Stuttgart. 330 S.

KUBIENA W. (1944), Beiträge zur Bodenentwicklungslehre: Der Kalksteinbraunlehm (Terra fusca) als Glied der Entwicklungsserie der mitteleuropäischen Rendsina. In: Zeitschrift f. Bodenkunde u. Pflanzenernährung, 35. S. 22-45.

KUBIENA W.L. (1996), Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden. Wien, Österr. Agrarverlag. 128 S.

KUFFNER D. (1994), Höhlenniveaus und Altflächen im Westlichen Toten Gebirges. Salzburg, Univ. Salzburg, Diss. 254 S.

LAHNER G. (1937), Morphologie des Salzkammergutes. In: Mitt. f. Erdkunde, 1. Teil, 6. Jg., Nr. 7/8, 2. Teil, 6. Jg., Nr. 11/12, S. 73-97 und S. 123-152.

LEHMANN O. (1931), Über die Karstdolinen. In: Mitt. d. Geogr. Ethnographischen Ges. in Zürich 1930/31, XXXI, S. 43-71 + 2 Tafeln.

LINDNER H.G. (1930), Das Karrenphänomen (= Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H. 208). 83 S.

LOUIS H., FISCHER K. (1979), Allgemeine Geomorphologie. 4., ern. u. erw. Aufl. Textteil u. gesonderter Bildteil (= Lehrbuch d. Allgem. Geogr., 1). 814 S.

MACHATSCHEK F. (1922), Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen (= Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, 4). 303 S.

MESTER T., HASERODT K. (1997), Augensteine im Steinernen Meer und im Hagengebirge (Berchtesgadener- und Salzburger Land). In: HASERODT K. (Hrsg.), Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistans und der Alpen (= Beitr. u. Materialien z. Regionalen Geogr., 7), S. 159-204.

PENCK A., BRÜCKNER E. (1909), Die Alpen im Eiszeitalter. Erster Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Leipzig, Tauchnitz. 393 S.

PFARR T., STUMMER G. (1988), Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs (= Wiss. Beihefte zur Zeitschrift "Die Höhle", 35). 248 S.

PIA J. von (1912), Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. In: Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, 62, 4, S. 557-611.

PLÖCHINGER B. (1980), Die Nördlichen Kalkalpen. In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.), Der geologische Aufbau Österreichs, S. 2182-264. Wien, New York, Springer-Verlag.

PREY S. (1980), Helvitikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. In: OBERHAUSER R. (Red.), Der geologische Aufbau Österreichs, S. 189-217. Wien, New York, Springer-Verlag.

RIEDL H. (1973), Zum Problem eines oberkreidezeitlichen Karstes in den Fischauer Bergen (NÖ). In: LENDL E., RIEDL H. (Hrsg.), Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie. Festschrift für Hanns TOLLNER zum 70. Geburtstag (= Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg, 3), S. 205-228.

RIEDL H. (1977), Die Problematik der Altflächen am Ostsporn der Alpen, ein Beitrag zur Frage der Reliefgenerationen. In: BÜDEL J. (Hrsg.), Beiträge zur Reliefgenese in verschiedenen Klimazonen (= Mitt. d. Geogr. Ges. Würzburg, 45), S. 131-156.

RIEDL H. (1988), Neue Beiträge zur Geomorphologie der Nördlichen Kalkalpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 45, S. 81-96.

RUTTNER B. (1994), Die Vegetation des Höllengebirges (= Stapfia 33). 169 S.

SCHÄFFER G. (1983), Die Manuskriptkarte der Geologischen Karte von Blatt 66 Gmunden 1 : 25.000 (Geologie u. Tektonik). In: Arbeitstagung d. Geol. Bundesanst. 1983. Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26.-30.9.1983, S. 16-26.

SCHÄFFER G., BOROVICZÉNY F. (1983), Blick von der Bergstation nach Osten (Kalkalpen). In: Arbeitstagung d. Geol. Bundesanst. 1983. Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26.-30.9.1983, S. 51-53.

SCHEFFER F., SCHACHTSCHABEL P. (1973), Lehrbuch der Bodenkunde. 8. unveränd. Aufl. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag. 491 S.

SEEBACHER G. (1993), Glazialmorphologische, karstmorphologische und pedologische Studien im Gletschervorfeld vom großen Gosaugletscher, kleinen Gosaugletscher und nördlichen Torsteingletscher am Dachstein (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). Salzburg, Univ. Salzburg, Diplomarb. 125 S.

SEEFELDNER E. (1926), Zur Morphologie der Salzburger Alpen. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 13, S. 107-149.

SEEFELDNER E. (1933), Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 76, S. 128-150.

SEEFELDNER E. (1934), Die alten Landoberflächen der Salzburger Kalkalpen. In: Zeitschrift f. Geomorphol., 8, 4, S. 158-198.

SEEFELDNER E. (1952), Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär (Ein Beitrag z. Frage d. Genese d. Raxlandschaft). In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 94, 5-8, S. 179-194.

SEEFELDNER E. (1973), Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 115, S. 106-123.

SOLAR F. (1964), Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. In: Mitt. d. Österr. Bodenkundl. Ges., 8, S. 3-72.

SPENGLER E., GÖTZINGER G. (1936), Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. In: GÖTZINGER G. (Red.), Führer für die Quartär-Exkursionen 1936 in Österreich, S. 83-101.

STUMMER G. (1979), Hochleckengebiet, Oberösterreich. Höhlenverlauf und Außenvermessung. Unveröff. Karte. Linz.

TOLLMANN A. (1968), Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 110, S. 224-244.

TOLLMANN A. (1986a), Geologie von Österreich. Bd. III. Gesamtübersicht. Wien, Franz Deuticke. 718 S.

TOLLMANN A. (1986b), Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 128, S. 62-72.

TOLLNER H. (1970), Niederschlagsverhältnisse auf der Karsthochfläche des Höllengebirges in Oberösterreich. In: 66.-67. Jahresber. d. Sonnblick-Ver. f. d. Jahre 1968-69, S. 19-33.

WEINGARTNER H. (1983), Geomorphologische Studien im Tennengebirge (= Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg, 9). 196 S.

WERNECK H.L. (1950), Die naturgesetzlichen Grundlagen des Pflanzen- und Waldbaues in Oberösterreich. Versuch zu einer Raumordnung von Standort, natürlicher Pflanzendecke, Kultur- und Nutzpflanzen auf der Grundlage von Pflanzengeographie und -ökologie in Oberösterreich. 2., gänzl. umgearb. Aufl. Wels, Oberösterr. Landesverlag. 358 S.

WICHE K. (1938), Morphologie des Höllengebirges und seiner näheren Umgebung. Wien, Univ. Wien, Diss. 175 S.

WICHE K. (1949a), Glazialmorphologische und geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. In: Geogr. Jahresber. aus Österr., 23, S. 125-145.

WICHE K. (1949b), Die Formenentwicklung des Höllengebirges. In: Jahrb. d. oberösterr. Musealvereines, 94, S. 213-233.

WINKLER-HERMADEN A. (1957), Geologisches Kräftespiel und Landformung. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. Wien, Springer-Verlag. 822 S.

WÜSTRICH R. (1977), Die übergossene Alm am Hochkönig. Refraktionsseismische Untersuchungen an einem Plateaugletscher. Leoben, Univ. Leoben, Diss. 125 S.

ZWITTKOVITS F. (1966), Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 108, I, S. 72-97.

ZWITTKOVITS F. (1969), Alters- und Höhengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. In: Geol. Rundschau, 58, S. 378-395.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: 140

Autor(en)/Author(s): Dollinger Franz

Artikel/Article: Geomorphologie des Höllengebirges 131-160